

METEOROLOGÍA FÍSICA

EL TIEMPO



METEOROLOGÍA FÍSICA

EL TIEMPO

JUAN JAGSICH

*Profesor de Meteorología en la
Escuela Militar de Aviación
de Córdoba*

Profesor de Geodesia en la Universidad



EDITORIAL KAPELUSZ

Moreno 372 — Buenos Aires

Todos los derechos reservados por (Copyright, 1954, by)
EDITORIAL KAPELUSZ, S. A. — Buenos Aires.
Hecho el depósito que establece la ley 11.723.
Impreso en la Argentina (Printed in Argentine).
Publicado en enero de 1954.

LIBRO DE EDICIÓN ARGENTINA

*A la juventud argentina,
forjadora de la grandeza de la República.*

*Esta es mi riqueza.
Toda para ti.*

AMADO NERVO

ÍNDICE GENERAL

	Pág.
Prólogo	xvii

INTRODUCCIÓN

1. Introducción	1
2. La Meteorología como ciencia. 3. Ciencias auxiliares de la Meteorología. 4. Subdivisión de la ciencia meteorológica. 5. Valor científico de la Meteorología. 6. Índice bibliográfico.	

CAPÍTULO I

LA ATMÓSFERA

A) Partículas sólidas en el aire	9
7. Existencia de partículas sólidas en el aire. 8. Naturaleza y procedencia de las partículas. 9. Caída de las partículas. 10. Cantidad de partículas existentes en el aire. 11. Distribución de las partículas. 12. Influencia de las partículas sobre la visibilidad. 13. Influencia sobre la condensación del vapor de agua. 14. Influencia sobre la temperatura del aire. 15. Características coloidales del aire impuro.	

B) Composición del aire	16
16. Aspecto del aire. 17. Composición de la atmósfera. 18. Características moleculares del aire. 19. El aire como gas ideal. 20. Importancia de la composición del aire.	

C) Comportamiento físico del aire seco	23
21. Medidas empleadas en la Meteorología. 22. Presión del aire. Barómetro. 23. Temperatura del aire. Termómetros. 24. Compresión del aire. Ley de Boyle-Mariotte. 25. Dilatación térmica del aire. Ley de Gay-Lussac. 26. Comportamiento efectivo del aire. Ley de Poisson. 27. Independencia de los gases entre sí. Ley de Dalton. 28. Ley de Avogadro.	

D) Comportamiento físico del aire húmedo	33
29. El vapor de agua. 30. Humedad absoluta y humedad específica. 31. Presión del vapor de agua. 32. Saturación a distintas temperaturas. 33. Humedad relativa. 34. Los procesos de condensación y evaporación. 35. Consecuencias térmicas de la evaporación y de la condensación.	

E) Características del aire en la altura	41
36. Formación de nuestra atmósfera. 37. Factores que determinan la	

ÍNDICE GENERAL

Pág.

existencia de la atmósfera. 38. Altura aproximada de la atmósfera. 39. Características del aire en dependencia de la altura. 40. Ley de crecimiento orgánico. 41. Reducción del número de moléculas con la altura. 42. Composición de la atmósfera a distintas alturas. 43. Corte a través de nuestra atmósfera. 44. Condiciones de vida en las alturas.

CAPÍTULO II

FENÓMENOS TÉRMICOS

A) Medición de la temperatura	55
45. Definición de temperatura y calor. 46. Clases de termómetros. 47. Tipos de termómetros. 48. Fineza de las mediciones. 49. Temperaturas empleadas en la Meteorología.	

B) Influencia térmica de la atmósfera	67
50. Importancia del calor solar. 51. Influencia de las partículas sólidas. 52. Influencia del vapor de agua. 53. Influencia de las gotitas de agua y de las nubes. 54. Influencia del aire puro y seco. 55. Masa aérea atravesada por los rayos solares.	

C) Características de la insolación	73
56. Cantidad de calor que llega al límite de la atmósfera. 57. Cantidad de calor solar que llega a la superficie de la Tierra. 58. Pormenores del debilitamiento de la radiación solar. 59. Influencia de la inclinación de los rayos solares. 60. Las radiaciones que traspasan la atmósfera. 61. Medición de la radiación solar. 62. Deducción de la "constante solar" y del "coeficiente de transmisión". 63. Equilibrio de radiación. 64. "Amparo térmico" que realiza la atmósfera.	

D) Influencia térmica del suelo	87
65. Reflexión del calor solar. 66. Absorción del calor solar. 67. Régimen térmico del suelo. 68. Calor irradiado por el suelo. 69. Influencia térmica de la evaporación. 70. Calentamiento del aire. 71. Régimen térmico de la nieve. 72. Régimen térmico de los mares. 73. Diferencia entre el régimen térmico de los continentes y los mares.	

E) Estado térmico de la atmósfera en distintas alturas	108
74. Hechos observados. 75. Decrecimiento de la temperatura en "aire seco". 76. Decrecimiento de la temperatura en "aire húmedo". 77. Decrecimiento de la temperatura en "aire impuro". 78. Influencia térmica de la convección vertical. 79. Características térmicas de la "troposfera". 80. Estructura de la troposfera. 81. Características de la estratosfera. 82. Influencia térmica del ozono. 83. Temperaturas en las grandes alturas.	

CAPÍTULO III

FENÓMENOS HÍGRICOS

A) Determinación del grado de humedad del aire	121
84. Modos de expresar el grado de humedad. 85. Determinación de la humedad absoluta. 86. Cálculo de la humedad específica. 87. Determinación de la humedad específica.	

nación del punto de rocío. 88. Determinación de la presión del vapor de agua. 89. Medición de la humedad relativa. 90. Utilidad del conocimiento de la humedad relativa.

B) Condensación del vapor de agua 129

91. Necesidad del proceso de condensación. 92. Dificultades del proceso de condensación. 93. Importancia de los núcleos de condensación. 94. Importancia de las fuerzas eléctricas. 95. Importancia de la fuerza de cohesión. 96. Importancia de las partículas higroscópicas. 97. Importancia de las fuerzas químicas. 98. Crecimiento de las gotitas de agua. 99. El proceso de sublimación. 100. Formación de los cristales de hielo. 101. Formación de los cristales de nieve. 102. Los productos de condensación. 103. Causas de la condensación.

C) Formación de neblinas 146

104. Características de las neblinas. 105. Formación de las neblinas. 106. Disipación de las neblinas. 107. Pronóstico de las neblinas. 108. Clases de neblinas.

D) Movimientos verticales de las masas aéreas, y sus consecuencias termohigras 153

109. Importancia de los movimientos verticales. 110. Efecto térmico de la elevación de "aire seco". 111. Efecto térmico del descenso de "aire húmedo". 112. Efectos termohigras del movimiento vertical de "aire húmedo". 113. Diagramas meteorológicos. 114. Altura del "nivel de condensación". 115. Traspaso de montañas. 116. Estados de equilibrio de la atmósfera. 117. Denominación de los diversos estados térmicos. 118. Origen de los impulsos necesarios para la iniciación de los movimientos. 119. Situación de las masas aéreas en el nuevo "nivel de equilibrio".

E) Formación de nubes 169

120. Características de las nubes. 121. Formas de nubes. 122. Formación de nubes "cumulus". 123. Formación de nubes "stratus". 124. Formación de nubes "cirrus". 125. Formación de nubes "nimbus". 126. Familias de nubes. 127. Géneros de nubes. 128. Variedades de nubes. 129. Influencia del viento. 130. Disolución de las nubes. 131. Sistemas de nubes.

F) Medición de la nubosidad 186

132. Cantidad de nubes. 133. El heliógrafo y su empleo. 134. Forma, familia, género, especie y variedad de nubes. 135. Altura de las nubes. 136. Dirección y velocidad de movimiento de las nubes.

CAPÍTULO IV

PRECIPITACIONES

A) Formación de las precipitaciones 191

137. Generalidades. 138. Formación de las gotas de agua. 139. Velocidad de caída de las gotas. 140. Formación de la nieve. 141. Formación del granizo. 142. Formación del rocío. 143. Formación de escarchas.

B) Acumulación de hielo sobre los aviones 202

144. Condiciones que favorecen la formación de hielo. 145. Influencia del hielo sobre el avión y el vuelo. 146. Clasificación del hielo formado. 147. Nubes propicias a la formación de hielo. 148. Vuelo en condiciones que favorecen la formación de hielo. 149. Protección técnica contra la formación de hielo. 150. Protección meteorológica contra la formación de hielo.

C) Características de las precipitaciones 210

151. La lluvia. 152. Nieve. 153. Granizo. 154. Rocío. 155. Escarcha.

D) Conjuntos de precipitaciones 216

156. Generalidades. 157. Precipitaciones orográficas. 158. Precipitaciones frontales. 159. Precipitaciones ciclónicas. 160. Precipitaciones de tormenta. 161. Importancia de la nieve. 162. Producción de lluvias artificiales.

E) Medición de las precipitaciones 223

163. Principio de la medición. 164. Pluviómetro común. 165. Medición de la precipitación. 166. Pluviógrafo. 167. Modos de expresar la magnitud de una precipitación. 168. Medición de la evaporación.

CAPÍTULO V

PRESIÓN ATMOSFÉRICA

A) Medición de la presión 231

169. Generalidades. 170. Barómetro de mercurio. 171. Barómetro aneróide. 172. Barógrafo. 173. Termobarómetros. 174. Variómetros.

B) Densidad del aire 242

175. Generalidades. 176. Influencia de la humedad. 177. Influencia de la gravedad. 178. Variación de la densidad. 179. Disminución de la densidad con la altura. 180. Vuelco de masas aéreas. 181. Importancia de la densidad para la meteorología. 182. Importancia de la densidad para la aviación.

C) Importancia de la presión atmosférica 251

183. Factores que determinan la presión atmosférica. 184. Gradiente de presión. 185. Isobaras. 186. Formaciones báricas. 187. Condiciones de equilibrio en la atmósfera. 188. Importancia de la presión atmosférica.

D) Altimetría barométrica 258

189. Principio de la medición. 190. Ecuación diferencial de la hipometría barométrica. 191. Escalón barométrico. 192. Determinación de desniveles. 193. Fórmulas para alturas absolutas. 194. Altimetros y su empleo.

E) Miscelánea 268

195. Masa de la atmósfera. 196. Atmósfera homogénea. 197. Atmósferas polimorfos. 198. Atmósfera Standard. 199. Límite teórico de la atmósfera. 200. Disminución de la presión atmosférica con la altura.

201. Disminución de los gases con la altura. 202. Caso particular del vapor de agua.

CAPÍTULO VI

EL VIENTO

A) Medición del viento 279

203. Generalidades. 204. Medición de la dirección del viento. 205. Medición de la velocidad del viento. 206. Aparatos registradores del viento. 207. Medición del viento de altura.

B) Dinámica del viento 291

208. Viento gravitacional. 209. Influencia del giro de la Tierra. 210. Intensidad de la fuerza de Coriolis. 211. Viento estacionario o geostrofico. 212. Influencia de la curvatura de las isobaras. 213. Influencia del rozamiento. 214. Origen de la energía de los vientos.

C) Cinemática del viento 309

215. El "fluir del aire". 216. Particularidades de las líneas de flujo. 217. Importancia de las líneas de flujo. 218. Movimientos simples. 219. Movimientos combinados. 220. Movimiento ondulatorio.

D) Turbulencia del viento 320

221. Generalidades. 222. Elementos de turbulencia. 223. Causas de la turbulencia. 224. Iniciación de la turbulencia. 225. Efectos de la turbulencia. 226. Influencia sobre el vuelo.

E) Origen de los vientos 330

227. Causas de los movimientos. 228. Comportamiento térmico de una isla durante el día. 229. Desarrollo del proceso durante la noche. 230. El "anillo de circulación" aérea.

F) Sistema de vientos 336

231. Generalidades. 232. Circulación costanera. 233. Circulación continental-marítima. 234. Circulación atmosférica general. 235. Circulación entre regiones frías y calientes. 236. Chimenas y pozos de aire. 237. Circulación orográfica. 238. Combinación de las distintas circulaciones.

G) Vientos regionales 346

239. Bora y mistral. 240. Föhn, chinook y zonda. 241. Siroco y simun. 242. Pampero y blizzard. 243. La "sudestada". 244. Remolinos, trombas, tornados y ciclones.

CAPÍTULO VII

TORMENTAS Y CAMBIOS DEL TIEMPO

A) Generalidades 355

245. Nacimiento de una tormenta. 246. Crecimiento de la tormenta. 247. Tormenta en plenitud de desarrollo. 248. Debilitamiento y extinción de la tormenta. 249. La "turbonada".

B) Condiciones propicias a la formación de las tormentas 382

250. Generalidades. 251. Influencia de la densidad propia. 252. Influencia de la densidad del ambiente. 253. Previsión de los movimientos verticales. 254. Pronóstico de tormentas.

C) Clasificación de las tormentas 367

255. Clasificación según la procedencia del aire frío. 256. Clasificación con relación a los "anillos de circulación".

D) Descripción de las tormentas 369

257. Tormentas serranas. 258. Tormentas costaneras. 259. Tormentas de calor. 260. Tormentas de altura. 261. Tormentas frontales.

E) Cambios de tiempo en nuestro país 382

262. Generalidades. 263. Aire tropical en movimiento. 264. Aire tropical en reposo. 265. Cambios de tiempo en presencia de inversiones. 266. Influencia de la forma de la masa fría invasora. 267. Diferencias entre cambios de tiempo y tormentas.

F) Nociones de aerología 387

268. Generalidades. 269. Barriletes y globos cautivos. 270. Observatorios de altura. 271. Globos-sondas. 272. Aviones meteorológicos. 273. Radiosondas. 274. Radiosonda combinada con radar. 275. Investigación de las altas capas atmosféricas.

CAPÍTULO VIII

FENÓMENOS ELÉCTRICOS

A) Ionización del aire 395

276. Estructura del átomo. 277. El proceso de ionización. 278. Desintegración de los átomos. 279. Radiación electromagnética. 280. Radiación cósmica. 281. Radiactividad de la corteza terrestre. 282. Clases de iones.

B) Estado eléctrico de la Tierra y de la atmósfera 402

283. Carga eléctrica de la corteza terrestre. 284. Carga eléctrica de la atmósfera. 285. Grado de ionización en distintas alturas. 286. Estructura eléctrica de la atmósfera. 287. Oscilaciones de la ionosfera. 288. Conductibilidad eléctrica del aire. 289. Régimen eléctrico de la atmósfera. 290. Representación gráfica del campo eléctrico.

C) Electricidad de las nubes y tormentas 408

291. Generalidades. 292. Separación de las electricidades. 293. Electricidad de las nubes. 294. Electricidad de las tormentas.

D) Descargas eléctricas 414

295. Descargas silenciosas. 296. Fuego de San Telmo. 297. Luz de los Andes. 298. Relámpagos de calor. 299. Rayos y relámpagos. 300. Rayo rosario. 301. Rayo globular.

E) Defensa contra las descargas

302. Particularidades de las descargas. 303. Pararrayos. 304. El hombre y el rayo. 305. El avión y la tormenta.

CAPÍTULO IX

FENÓMENOS ÓPTICOS

A) Influencia de la composición del aire

306. Bóveda celeste. 307. Colores del Sol. 308. Colores de las nubes. 309. Colores del cielo. 310. Polarización de la luz solar. 311. Crepúsculos. 312. Candencia de los Alpes. 313. Rayo verde. 314. Aurora polar.

B) Influencia de la densidad del aire

315. Refracción de la luz. 316. Refracción astronómica. 317. Refracción terrestre. 318. Anomalías de la refracción terrestre. 319. Espejismo. 320. Deformaciones del disco solar.

C) Influencia de los productos de condensación

321. Arco iris. 322. Aureolas y coronas. 323. Nubes iridiscuentes. 324. Glorias o círculos de Ulloa. 325. Formación de anillos o halos.

D) Visibilidad

326. Generalidades. 327. Clasificación y medición de la visibilidad. 328. Factores que determinan la visibilidad. 329. Influencia de la tierra que hay en el aire. 330. Influencia de la temperatura. 331. Influencia del viento. 332. Influencia de la humedad. 333. Visibilidad a través del aire puro. 334. Visibilidad vertical. 335. Visibilidad horizontal en distintos niveles.

E) Fenómenos acústicos

336. Propagación del sonido. 337. Refracción del sonido. 338. Reflexión del sonido. Eco. 339. Influencia del viento. 340. Influencia de la turbulencia. 341. Influencia de las nubes. 342. Zonas de silencio. 343. Rayos infra y ultrasonoros.

CAPÍTULO X

EL TIEMPO

A) Evolución diaria del tiempo

344. Marcha diaria de la cantidad de calor solar que llega a la superficie de la Tierra. 345. Marcha de la temperatura del aire. 346. Marcha de la temperatura del suelo. 347. Marcha de la presión del vapor de agua. 348. Marcha de la humedad relativa. 349. Marcha de la temperatura equivalente. 350. Marcha de la temperatura potencial equivalente. 351. Marcha de la presión atmosférica. 352. Marcha de la densidad del aire. 353. Variación diaria del viento. 354. Marcha diaria del gradiente térmico. 355. Intensidad de las corrientes verticales. 356. Marcha diaria de la nubosidad. 357. Marcha de las precipitaciones. 358. Frecuencia de tormentas. 359. Marcha del potencial eléctrico. 360. Marcha de la evaporación.

B) Evolución anual del tiempo

361. Variación de la cantidad de calor solar que llega a la Tierra. 362. Marcha anual de la temperatura. 363. Relación entre la temperatura del aire y del suelo. 364. Marcha de la presión del vapor de agua. 365. Marcha de la humedad relativa. 366. Marcha de la "temperatura sentida". 367. Marcha de la temperatura equivalente. 368. Marcha de la temperatura potencial equivalente. 369. Marcha de la nubosidad. 370. Marcha de las "horas de sol". 371. Marcha de las precipitaciones. 372. Marcha de la presión atmosférica. 373. Variación anual de la densidad del aire. 374. Marcha anual del viento. 375. Rosa de los vientos. 376. Marcha de la evaporación. 377. Marcha del gradiente térmico. 378. Frecuencia de tormentas. 379. Frecuencia de neblinas. 380. Frecuencia de heladas. 381. Marcha del potencial eléctrico. 382. Variación del número de iones. 383. Velocidad de los iones. 384. Coeficiente de dispersión. 385. Conductibilidad eléctrica del aire. 386. Uso de isopletras.

C) Variación del tiempo en el espacio

387. Diferencias en la marcha diaria de los elementos meteorológicos. 388. Diferencias en la marcha anual. 389. Causas de la variación del tiempo en el espacio.

D) Variación del tiempo en el tiempo astronómico

390. Fluctuación de los elementos meteorológicos. 391. Los "cambios de tiempo". 392. Nuestro "régimen del tiempo". 393. Variación cíclica de nuestro tiempo. 394. Período anual en el tiempo. 395. Pulsación de la atmósfera. 396. Períodos mayores en nuestro tiempo. 397. Períodos climáticos.

E) Causas de la variación continua del tiempo

398. Influencia del calor solar. 399. Influencia de las erupciones volcánicas. 400. Influencia de la intensidad de la circulación atmosférica. 401. Influencia de la corriente del Brasil. 402. Influencia de la corriente de Humboldt. 403. Influencia de la corriente de las Malvinas. 404. Influencia de la región polar.

Láminas de nubes

Índice alfabético

PRÓLOGO

Este libro no fué escrito para sabios ni para especialistas, sino para jóvenes que necesitan o desean adquirir conocimientos meteorológicos. No es, pues, un "tratado" que presente opiniones, sino sólo la opinión del autor, formada en largos años de estudio, observación e investigación. Muy útil me resultó la experiencia adquirida en mi larga actividad como Profesor de Meteorología de la Escuela de Aviación Militar de Córdoba. Allí aprendí a presentar los problemas científicos con sencillez y claridad. No se puede ni se debe enseñar de otra manera a aquellos entusiastas y valientes jóvenes alumnos, que ya durante la época de aprendizaje exponen diariamente su vida. Su ansia de saber y su interés constante por los fenómenos atmosféricos fué un acicate extraordinario para mi desempeño como docente y para el carácter de este libro. Con sincero agrado recuerdo esta valiosa ayuda de mis alumnos.

Con esta obra deseo satisfacer, en primer lugar, las necesidades de los futuros aviadores argentinos. Pero quisiera verla también en manos de maestros, profesores de geografía, de matemáticas y de física, de estudiantes de agricultura, de medicina y de ingeniería. Para los alumnos de las ciencias físico-matemáticas, por supuesto, puede tener sólo el valor de una Introducción a la ciencia meteorológica, ya que las necesidades de ellos van mucho más allá del programa de esta obra.

En ninguna rama del saber humano se manifiesta tan claramente como en la Meteorología, que la Ciencia sólo es una aproximación a la verdad y no la verdad misma. Si consideramos el Tiempo meteorológico —condicionado por muchos factores— como una función matemática compleja de varias variables, en su descripción y análisis se puede proceder como en las ciencias aplicadas: desarrollar la función en una serie, y considerar tantos términos cuantos exija el grado de exactitud que se desea alcanzar. En la mayoría de los casos basta con los primeros términos. Estos términos están estudiados en los capítulos de este libro. Para profundizar los conocimientos que aquí suministramos sirven los tratados, las monografías y las revistas de la materia, indicados al final de la introducción.

No ignoro que hay cosas que se pueden enseñar, y cosas que no se pueden enseñar. Entre estas últimas se encuentra lo fundamental de

lo que trata de enseñar este libro: la relación íntima entre las diversas manifestaciones de la Naturaleza. Algunas horas pasadas en el campo, alejado de todo bullicio y en plena soledad, hacen maravillas. Calma la mente por la contemplación del cielo y de la tierra, se comienza a ver y a oír con el espíritu, a percibir lo que no puede ser descrito ni enseñado: la belleza extraordinaria del mundo que nos rodea y la armonía que se desprende de todas las manifestaciones de su vida.

Al preparar este texto hemos tenido presente los fenómenos atmosféricos tal como pueden ser percibidos en cualquier lugar de nuestra región geográfica. Su descripción y análisis lo hemos efectuado con criterio físico o exclusivamente. Las referencias sobre otros ambientes geográficos son escasas.

En el análisis del "tiempo" (capítulo X) veremos, sin embargo, que el empleo del criterio físico únicamente no basta, sino que es necesario recurrir también al criterio geográfico. Sólo empleando los dos se pueden comprender cabalmente los fenómenos atmosféricos.

Para conseguir este propósito es preciso alejarse mentalmente de la superficie de la tierra y contemplar el globo terráqueo en su totalidad. Solamente así se percibirán los pormenores del calentamiento que acusan las distintas regiones de la tierra, causa de movimientos de todo orden dentro de su envoltura gaseosa y líquida, movimientos que, con el transporte de calor y de humedad que realizan, determinan el tiempo en las zonas de su influencia.

Empleando pues, en la descripción y análisis de la vida de nuestra atmósfera el criterio físico y geográfico a la vez, se llegará con relativa facilidad al conocimiento y comprensión de las características generales del tiempo que reina en las distintas partes de la tierra, o sea su clima, y al conocimiento y comprensión de las fuerzas que gobiernan su evolución. Estos conocimientos son indispensables para un eficaz PRONÓSTICO DEL TIEMPO.

Para integrar la enseñanza que contiene este texto hace falta, en consecuencia, un complemento, que llamaremos METEOROLOGÍA GEOGRÁFICA, y a cuya preparación dedicamos actualmente todo nuestro esfuerzo.

J. J.

Córdoba, Primavera de 1953.

mósfera y que investiga las causas de los "cambios" que se operan en la misma, se llama *Meteorología* ¹.

LA METEOROLOGÍA es, pues, la CIENCIA DE LA ATMÓSFERA.

2. Ciencias auxiliares de la Meteorología. — Toda modificación, muchas veces violenta, que observamos en el estado de la atmósfera, está precedida de una variación de la cantidad de *calor solar* llegada a la superficie de la Tierra. Pero, a toda fuerza perturbadora, la Naturaleza opone otra, que mitiga sus efectos. En este caso es la *fuerza de gravedad* que tiende a restablecer el equilibrio perdido.

El calor solar representa, así, la "fuerza revolucionaria", y la gravedad, la "fuerza conservadora", en las modificaciones que se operan en el estado de nuestra atmósfera. La debida valoración de estas dos fuerzas y la descripción acertada de la lucha que sostienen, constituyen la preocupación de la ciencia meteorológica.

Al estimar la influencia del calor solar, debe considerarse que el aire se calienta por intermedio del suelo. La calidad de la superficie de la Tierra es, por esta razón, de importancia capital.

En efecto, la tierra —islas y continentes— se calienta y enfría rápidamente, produciendo grandes diferencias en la temperatura del aire. En cambio en los mares debido al comportamiento térmico pasivo del agua, se produce poca variación en ella. Además, las aguas superficiales de los mares están en continuo movimiento: aguas calientes fluyen de la región tropical hacia las polares, y en compensación, aguas heladas remontan desde las regiones polares hacia la región ecuatorial, influyendo en el estado térmico de las masas aéreas que se deslizan por sobre ellas. La pasividad térmica de los mares mitiga, de este modo, la violenta lucha que sostienen el calor solar y la fuerza de gravedad.

Por estas razones, la ciencia meteorológica busca apoyo en ciencias afines, empeñadas en el estudio físico de la Tierra y de sus mares: en la *Geofísica* ² y en la *Oceanografía* ³, y en último término, en la *Física Solar*, ya que el Sol es la fuente de energía de todo movimiento sobre nuestra Tierra: de su envoltura aérea en forma de vientos, y de sus aguas oceánicas en forma de corrientes marinas. Además, sin la energía solar no habría vida.

La ciencia meteorológica debe establecer relaciones con otras ciencias, porque la Naturaleza es una sola: su división en distintas ramas o aspectos es obra del hombre. Para comprender cualquiera de sus manifestaciones, es necesario tener presente el "todo", el conjunto maravilloso que ella representa.

¹ *Meteoros* = elevado en el aire, y *logos* = ciencia, enseñanza.

² *Ge* = Tierra.

³ *Océano* = mar dilatado.

INTRODUCCIÓN

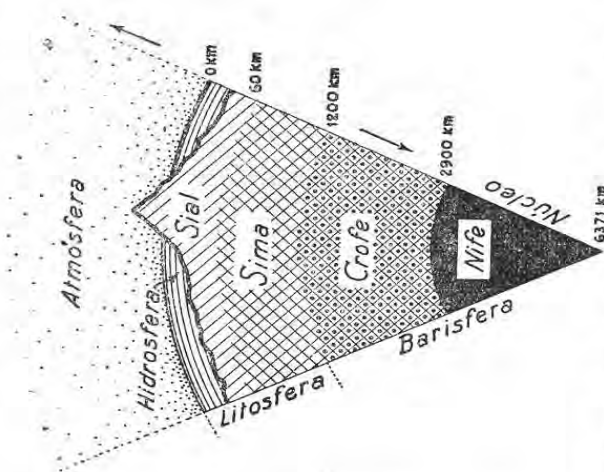
1. La Meteorología como ciencia. — El hombre vive sobre la superficie de un gran cuerpo sólido, esférico, llamado *Tierra*, envuelto por un medio gaseoso, transparente, llamado *aire*. Las extensas hondonadas y los profundos surcos de la Tierra están ocupados por un líquido, llamado *agua*.

Tres son, pues, las materias que forman nuestro planeta: la *roca*, que constituye su parte sólida; el *agua*, que representa su parte líquida, y el *aire*, que forma su envoltura gaseosa.

La disposición actual de esas tres materias se debe a la *gravedad*, o sea la fuerza de atracción que actúa sobre los cuerpos. La tendencia de esta fuerza,

es acomodar las materias alrededor de un núcleo central, conforme a su densidad. Por esta razón, el centro de la Tierra está ocupado por los elementos más pesados —como hierro, níquel y cromo—, llamándose, en consecuencia, *barisfera* ¹. Los constituyentes más livianos rodean a este núcleo como cáscaras concéntricas, formando: en primer lugar, la *litosfera* ², capa rocosa; luego la *hidrosfera* ³, envoltura líquida, compuesta por la gran masa de agua de los mares y océanos, que cubren las tres cuartas partes de la superficie de la Tierra; y por último, sobre los continentes y mares, la envoltura gaseosa, formada por el aire, llamada *atmósfera* ⁴ (figura 1).

Fig. 1. — Corte a través del globo terrestre, según Suess. *Sial* representa compuestos de silicio y aluminio; *Sima*, de silicio y magnesio; *Crofe*, de cromo y hierro, y *Nife*, de níquel y hierro.



La ciencia que se ocupa del "estado" de la at-

¹ *Baros* = pesado.

² *Lithos* = piedra.

³ *Hydor* = agua.

⁴ *Atmos* = fluido gaseoso.

3. Finalidad de la Meteorología. — Los fenómenos atmosféricos llaman nuestra atención: a veces por su belleza, otras, por su potencia, o porque afectan nuestra salud, dificultan nuestro trabajo o dañan nuestros intereses materiales.

Nos encanta el cielo azul, radiante de sol, y seguimos con nostalgia las nubecitas blancas, inocentes viajeras del espacio. Nos deleitamos con los colores del cielo crepuscular, y nos extasiamos ante las bellezas de una noche estrellada. ¿Hay algo más hermoso que el arco iris, como tendido por una mano divina después de una tormenta?

No menos impresionante es la fuerza de los fenómenos atmosféricos. ¡Cuán grande es la potencia del viento pampero, cuando cruza nuestros llanos, en desenfrenada carrera! ¡Cuánta furia indómita hay en los ciclones tropicales, y cuán temible es el rayo, látigo celestial...

¿Qué no podría decirse de la importancia económica de los fenómenos atmosféricos? Nuestros alimentos son frutos de la tierra, y necesitan luz, calor y humedad para su crecimiento y maduración. La falta o el exceso de cualquiera de estos elementos los perjudica, disminuyendo así el rendimiento de la cosecha. El hombre de campo sólo habla de lluvia. Lluvias excesivas dañan todos los cultivos; las inundaciones sustraen grandes extensiones de tierra a su dominio. Sequías largas e intensas son precursoras de miseria para muchos. La cosecha más promisoría puede ser destruida, en pocos minutos, por una granizada, y los frutales más prometedores, quemados por una helada tardía.

También el organismo humano siente la influencia del tiempo. Es necesario cuidarlo de sus inclemencias: sólo así se desarrolla con normalidad y se puede esperar de él el máximo rendimiento físico e intelectual. Además, no todas las regiones de la Tierra son igualmente aptas para la vida: tanto el exceso de frío como el exceso de calor o falta de agua, ahuyentan al hombre. Hasta poder curativo tiene el aire puro, junto con las radiaciones solares que lo atraviesan, porque intensifican la actividad de nuestros órganos.

Aun en la historia de la humanidad ha influido el tiempo. La "Armada Invencible", de Felipe II, fué destruida, al comenzar el invierno de 1587, frente a las costas inglesas, por un fuerte y persistente temporal, iniciándose con ello la decadencia del poder español. El prematuro y durísimo "invierno ruso" venció, en 1812, al ejército de Napoleón, declinando desde ese momento el poderío del gran corso. Y más inclemente fué todavía el invierno de 1942, el "primer enemigo" ante el cual debieron replegarse los hasta entonces victoriosos ejércitos germanos. Y para terminar, recordemos, con el profundo respeto que merece, el fenómeno atmosférico de mayor magnitud que registra la historia humana: el Diluvio. Su significado y consecuencias son ya de orden eterno.

CON EL SUDOR DE TU ROSTRO GANARÁS EL PAN, HASTA QUE VUELVAS A LA TIERRA... dice el Antiguo Testamento ¹.

El hombre posee un discernimiento claro y penetrante, que le permite comprender los fenómenos del mundo físico con facilidad; por consiguiente, el conocimiento que adquiere de la Naturaleza es cada vez más vasto y perfecto. Debe ser un mandato de su conciencia emplear este conocimiento en mitigar el esfuerzo que tiene que realizar para conseguir el sustento diario.

¹ Génesis, capítulo III, versículo 19.

La Meteorología es la ciencia de la atmósfera. Su finalidad debe ser: emancipar en lo posible, al hombre y a su trabajo, de las inclemencias del tiempo. El primer paso hacia este fin, de lejana realización todavía, por cierto, es la PREVISIÓN DEL TIEMPO, en todos sus aspectos.

4. Subdivisión de la ciencia meteorológica. — En la ciencia meteorológica se pueden distinguir seis ramas principales, bien definidas:

- a) Meteorología instrumental;
- b) Meteorología de observación;
- c) Meteorología física;
- d) Meteorología matemática;
- e) Meteorología sinóptica;
- f) Meteorología geográfica.

La Meteorología instrumental idea los aparatos para la observación y registro de los elementos meteorológicos; describe su construcción, indica su verificación y corrección, y enseña su manejo y conservación.

La Meteorología de observación instruye sobre la manera de observar y registrar los elementos meteorológicos y los fenómenos atmosféricos, e indica el modo de computarlos para fines de información y de investigación.

Muy pocos experimentos meteorológicos se pueden realizar en el laboratorio en condiciones similares a las de la Naturaleza. Por esta razón, los resultados obtenidos en los laboratorios deben ser tomados con cautela. Siempre serán preferibles las observaciones directas de los fenómenos atmosféricos, a sus imitaciones.

La Meteorología física, llamada también "Meteorología general" o "Física de la atmósfera", describe y explica los fenómenos atmosféricos y sus continuas variaciones, basándose en las leyes físicas ya conocidas.

La Meteorología matemática explica estos mismos fenómenos por medio de deducciones fisicomatemáticas rigurosas. Ella representa la culminación de la ciencia meteorológica.

La Meteorología sinóptica¹ trata de descubrir las reglas y las leyes que gobiernan la evolución del tiempo, y cuyo conocimiento puede redundar en beneficio de su previsión, analizando para este fin estados atmosféricos sucesivos de una gran parte de la Tierra. Es la "ciencia del pronóstico del tiempo".

Y por último, la Meteorología geográfica trata de esclarecer las relaciones que existen entre los fenómenos atmosféricos, tal como se desarrollan en un determinado lugar o región, y las condiciones topográficas y geográficas del mismo. Sus resultados forman la ciencia climatológica².

La Climatología puede ser considerada como una ciencia propia. Sus límites respecto a la Meteorología, sin embargo, son difíciles de señalar. Ambas ciencias investigan los mismos fenómenos atmosféricos, aunque con distinto criterio.

¹ Synoptos = visible, o sea que presenta lo esencial con la mayor claridad.

² Klimain = inclinar, y logos = ciencia; climatología = ciencia "de aquello" que depende de la inclinación de los rayos solares.

La Meteorología investiga las "causas" de los fenómenos atmosféricos; la Climatología, sus "características" y "frecuencia".

La Meteorología puede ser considerada como un "detalle" de la Climatología; la Climatología, como un vasto "resumen" de la Meteorología.

Las definiciones que se suelen dar de la Climatología dependen del criterio con que se establecen. Muy difundida es la definición de J. Hann: "Por clima se entiende la totalidad de los fenómenos meteorológicos que caracterizan el estado medio de la atmósfera en un lugar determinado de la Tierra". Esta definición presenta un *concepto físico*. El fisiólogo define el clima teniendo en cuenta su influencia sobre el organismo humano, es decir, con *concepto biológico*. Así, según A. Loewy: "El clima es la totalidad de los estados atmosféricos y terrestres, característicos de un lugar, capaces de influir directamente en nuestra salud".

Naturalmente, cada actividad del hombre tiene sus necesidades específicas. El *agricultor* anhela conocer las condiciones atmosféricas que reinan cerca del suelo, donde nacen las plantas, y su repercusión posterior sobre el desarrollo de las mismas. Le interesan sobremanera los fenómenos que dañan los cultivos. El es, también, quien exige el "pronóstico del tiempo a largo plazo". El *médico* ansía conocer la influencia de los distintos elementos meteorológicos y estados atmosféricos sobre el organismo humano, porque desea evitar los nocivos y aprovechar los beneficios. El *aviador* quiere conocer la influencia de los elementos meteorológicos sobre el avión y su tripulación, y sus efectos sobre el vuelo. El *navegante* antepone el conocimiento del "viento" a toda otra información referente al tiempo, porque éste es el factor que más puede influir en su viaje. El *constructor*, por su parte, se interesa por conocer la influencia de los elementos meteorológicos en la obra que ejecuta.

Conforme con las necesidades de las diversas actividades humanas, se han formado así **ciencias meteorológicas específicas**: Meteorología agrícola, Meteorología forestal, Hidrometeorología, Meteorología militar, Meteorología náutica o marítima, Meteorología de aviación, Meteorología técnica, Meteorología jurídica, y Meteorología médica, llamada también Bioclimatología¹, una de cuyas ramas es la Climatología².

5. Valor científico de la Meteorología. — A pesar de las dificultades con que lucha la Meteorología, varias de sus ramas han alcanzado ya un desarrollo respetable. Considerar a la Meteorología como una ciencia "reciente", es un error. Decir que ella se encuentra todavía "en pañales", una simpleza.

Tampoco corresponde comparar el acierto en el pronóstico del tiempo, establecido en la mayoría de los casos con premura y sin disponer de todos los elementos de juicio necesarios, con la exactitud de la predicción de los eclipses solares y lunares. Nada de común tienen estas dos predicciones. El pronóstico del tiempo sólo sería comparable con la previsión de las "manchas solares", formidables convulsiones de la atmósfera solar, muy semejantes a nuestras tempestades. Pero nadie consiguió todavía pronosticar su aparición con la exactitud debida.

Contrariamente a las demás ciencias, la Meteorología goza todavía

¹ *bios* = vida.

² *therapeuo* = curativo.

de escasa consideración entre el público, debido, probablemente, a la poca difusión de sus resultados y beneficios. Lo que en las escuelas se enseña del "tiempo" y del "clima", no guarda proporción con la amplitud de la enseñanza de las demás ramas de las Ciencias Naturales. Sólo en contados países se da ya a la enseñanza de la Meteorología el lugar que merece.

Los pueblos latinos han participado poco, hasta hoy, en las investigaciones meteorológicas y climatológicas, como si, para ellos, el "tiempo" no fuese un factor tan importante como para los pueblos nórdicos. La explicación es algo sencilla. Cuanto más cerca se vive del llamado "nivel de condensación", o sea a la altura en que se forman y disipan las nubes, más variados e intensos suelen ser los fenómenos atmosféricos que se observan, y mayor su influjo en la vida del hombre. Escandinavia por su ubicación nórdica, y Austria por sus elevadas montañas, son, por esta razón, los países que más investigadores han dado a la ciencia meteorológica.

Uno de los continentes más favorecidos por la Naturaleza es el continente sudamericano. En sus dilatadas regiones y altas montañas se encuentran muchos climas, y por sus vastas llanuras los fenómenos atmosféricos se desarrollan con una grandiosidad y regularidad admirables. No hay lugar más apropiado para estudios meteorológicos y climatológicos que nuestro continente. Bajo un manto de singular belleza la Naturaleza guarda todavía muchos tesoros para sus hijos dispuestos a encontrarlos. El interés creciente que demuestra nuestra juventud por esta bella ciencia es un signo promisorio de futuros triunfos.

6. Índice bibliográfico. — El presente texto está ajustado a las necesidades de la enseñanza media y especial. Su extensión no puede sobrepasar ciertos límites. Por esta razón han sido tratados en él, con la sencillez y brevedad debidas, únicamente los fenómenos atmosféricos principales, describiendo de una manera sucinta el encañamiento que existe entre ellos. Si alguien deseara adquirir conocimientos más amplios, le aconsejamos recurrir a las obras que especificamos a continuación.

A) PUBLICACIONES PERIÓDICAS.

- Revista Meteorológica*. Publicación trimestral. Montevideo. Desde 1941. Órgano de los investigadores sudamericanos.
- Meteoros*. Revista de Meteorología y Geofísica del Servicio Meteorológico Nacional. Publicación trimestral. Buenos Aires. Desde 1951.
- La Meteorologie*. Publicación mensual. París. Desde 1925.
- La Meteorologia Pratica*. Perugia. Desde 1920.
- Rivista di Meteorologia Aeronautica*. Roma. Desde 1939.
- Geofisica Pura e Applicata*. Milan. Desde 1938.
- Monthly Weather Review*. Washington. Desde 1873.
- Bulletin of the American Meteorological Society*. Worcester, Mass. Desde 1920.
- The Meteorological Magazine*. Londres. Desde 1866.
- Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Londres. Desde 1875.
- The Journal of Meteorology*. Nueva York. Desde 1944.
- Meteorologische Zeitschrift*. Braunschweig. Desde 1866.
- Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie*. Berlin. Desde 1873.
- Das Wetter*. Zeitschrift für angewandte Meteorologie. Leipzig. Desde 1884.
- Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre*. Leipzig. Desde 1904.
- Gerlands Beiträge zur Geophysik*. Leipzig. Desde 1887.

B) TRATADOS.

- HANN-SÜRING: *Lehrbuch der Meteorologie*, dos tomos, 5ª ed. Leipzig, 1939.
 SIT NAPIER SHAW: *Manual of Meteorology*, cuatro tomos, 2ª ed. Cambridge, 1936.
 HANN-KNOCH: *Handbuch der Klimatologie*, tres tomos, 4ª ed. Stuttgart, 1932.
 KÖPPEN und GEIGER: *Handbuch der Klimatologie*, cinco tomos, en alemán e inglés, Berlín. En aparición desde 1930.
 GUTENBERG, B.: *Handbuch der Geophysik*. Diez tomos. Berlín, en aparición desde 1929.
 KLEINSCHMIDT, S. P.: *Handbuch der meteorologischen Instrumente und ihrer Auswertung*. Berlín, 1934.
 CHROMOW, S. P.: *Einführung in die synoptische Wetteranalyse*. Traducción del ruso. Viena, 1940.

Todos estos tratados traen una amplia referencia bibliográfica.

C) OBRAS MENORES.

De los 500 textos y obras especiales de Meteorología, los más importantes e interesantes son:

- ABERCROMBY, R.: *Weather*. Londres, 1934.
 ALBRIGHT, J. G.: *Physical Meteorology*. Nueva York, 1939.
 ANGOT, A.: *Traité élémentaire de Météorologie pratique*, 2ª ed. París, 1923.
 BERGET, A.: *L'air*. París, 1927.
 BERRY, BOLLAY and BEERS: *Handbook of Meteorology*. Nueva York, 1945.
 BJERKNES, V., BJERKNES, J., SOLBERG, H. et BERGERON, T.: *Hydrodynamique physique avec applications à la Météorologie*. París, 1934.
 BRANDS, G. J.: *Meteorology. A Practical Course in Weather*. New York, 1944.
 BRAVARI LAZO, V.: *Meteorología sinóptico-dinámica y Previsión del tiempo*. Santiago de Chile, 1943.
 BROOKS, C. E. P.: *The Weather*. Londres, 1937.
 BRUNT, D.: *Physical and Dynamical Meteorology*, 2ª ed. Cambridge, 1939.
 BYERS, H. R.: *Synoptic and Aeronautical Meteorology*. Nueva York y Londres, 1937.
 CARRASCO, P.: *Meteorología*, México, 1945.
 CLAYTON, H. H.: *World Weather*. Nueva York, 1923.
 CONSTANTINO, C.: *Meteorología descriptiva*. Buenos Aires, 1943.
 COYEQUE, M.: *Nociones de Meteorología general y náutica*. Barcelona, 1928.
 CRESTANI, G.: *Climatología*. Turín, 1931.
 DEDEBANT, G. et VIAUT, A.: *Manuel de Météorologie du Pilote*, 3ª ed. París, 1939.
 DÍAS, E. y MORAGUEZ, M.: *Manual de Meteorología*. Buenos Aires, 1944.
 EREDIA, F.: *Gli strumenti di Meteorologia ed Aerologia*. Roma, 1936.
 EREDIA, F.: *Meteorologia pratica superiore*. Roma, 1938.
 EREDIA, F.: *Lezioni di Meteorologia e di Aerologia*. Roma, 1941.
 FONTERÉ, E.: *Elementos de Meteorología*. Barcelona, 1943.
 GENERAL DELCAMPRE: *Cours de Météorologie*. París, 1926.
 GENTILE, R.: *Meteorologia*. Roma, 1947.
 GREGG, W. R.: *Aeronautical Meteorology*, 2ª ed. Nueva York, 1930.
 HARRISON, L. P.: *Meteorology*. Nueva York, 1942.
 HAYNES, B. C.: *Techniques of Observing the Weather*. Nueva York, 1947.
 HERNÁNDEZ ROBEDO, L.: *Meteorología, Física y Climatología Agrícolas*. Madrid, 1952.
 HEWSON, E. W. and LONGLEY, R. W.: *Theoretical and Applied Meteorology*. New York, 1944.
 HOLMBOM, FORSYTHE and GUSTIN: *Dinamic Meteorology*. Nueva York, 1945.

- HUMPHREYS, W. J.: *Physics of the Air*, 3ª ed. Nueva York, 1940.
 JORDANOFF, A.: *Through the Overcast*. Nueva York y Londres, 1938.
 KLEIN y SANSON: *Meteorología y Física agrícola*. Barcelona, 1928.
 LORENTE, J. M.: *Meteorología*. Colección Labor, tomo xxxiv. Barcelona, 1939.
 MORANDI, BERGIERO, LAGARMILLA, LABANDERA, GALIMBERTI y VIEIRA: *Manual de Meteorología*. Instituto de Investigaciones Superiores. Montevideo, 1945.
 PETTERSEN, S.: *Weather Analysis and Forecasting*. Nueva York, 1940.
 PETTERSEN, S.: *Introducción a la Meteorología*. Traducción del inglés. Buenos Aires, 1947.
 PITA, P. y LORENTE, J. M.: *Meteorología aeronáutica*. Madrid, 1942.
 SAMPAIO FERRAZ: *Meteorología brasileira*. Rio de Janeiro, 1935.
 SMITH, J. W.: *Agricultural Meteorology*. Nueva York, 1920.
 SUTCLIFFE, R. C.: *Meteorology for Aviators*. Londres, 1939.
 SUTTON, G.: *Micrometeorology*. Nueva York, 1952.
 TAYLOR, G. F.: *Aeronautical Meteorology*. Nueva York, 1938.
 TREWARTHE, G. T.: *An Introduction to Weather and Climate*. Nueva York y Londres, 1937.
 VERCELLI, FR.: *L'aria nella Natura e nella vita*. Turín, 1933.
 WARD, R. D. C.: *Climate, Considered Especially in Relation to Man*. Nueva York, 1918.

CAPÍTULO I

LA ATMÓSFERA

A) PARTICULAS SÓLIDAS EN EL AIRE

(Aire impuro)

7. Existencia de partículas sólidas en el aire. — Para la comprensión de los fenómenos atmosféricos es indispensable conocer la composición y estructura del aire. Este conocimiento debería adquirirse por visión directa, pero el poder de la vista humana es limitado. Sólo se perciben objetos cuyo tamaño aparente excede los 0,02 mm, o sea aquellos que aparecen bajo un ángulo de vista mayor de 20'', por lo cual, de los cuerpos minúsculos que hay en la atmósfera, únicamente vemos, a simple vista, gotas de agua, granos de hielo, cristales de nieve y partículas de tierra.

Pero en el aire existen partículas más pequeñas aún que éstas, como son las que percibimos en un cuarto oscuro, cuando penetra en el mismo un rayo de sol. La escasa luz reflejada por las partículas es suficiente todavía para producir una sensación en nuestra retina, acusando así su presencia. De este modo resultan perceptibles partículas varias veces menores que las distinguidas con la iluminación difusa ordinaria. Aumentando, además, el poder de nuestra vista por medio de un potente microscopio, se alcanzan a percibir partículas más pequeñas todavía, de sólo $0,2 \mu = 0,0002$ mm de diámetro¹.

Si, por fin, dispusiésemos de un ultramicroscopio, que aumentase un millón de veces el poder de nuestra vista —con los actuales microscopios electrónicos se ha llegado ya a cien mil—, podríamos ver todas las partículas sólidas que hay en el aire. El cuadro que se presentaría a nuestra vista sería interesantísimo. Grandes rocas, cayendo hacia la tierra, se abrirían camino entre un enjambre de piedras menores, de todo tamaño, que aparentemente estarían suspendidas en el

¹ El signo μ es una letra griega, llamada *mu* (con el sonido de una *u* francesa), que equivale a nuestra *m*. Con este signo se representa un milésimo de milímetro.

espacio, efectuando un movimiento irregular, caprichoso —movimiento browniano—, debido al empuje de las moléculas de aire que llenan el vacío, y que ni aun con este microscopio podrían ser percibidas con toda nitidez.

8. Naturaleza y procedencia de las partículas. — La mayoría de las partículas sólidas es *materia inorgánica*: partículas de tierra, arena finísima, trocitos de minerales, productos de combustión. Algunas son sales marinas; otras, polvillo de origen volcánico. También hay en el espacio partículas de *origen orgánico*, principalmente en la cercanía del suelo: partículas de plantas secas, polen, microbios y bacterias.

Las partículas de origen mineral son, en su mayoría: SiO_2 = anhídrido silíceo (cuarzo); Al_2O_3 = óxido de aluminio (corundo); TiO_2 = óxido de titanio; FeO_2 = óxido férrico (hematita); FeO = óxido ferroso.

Los productos de combustión son: C = carbono; SO_2 = anhídrido sulfuroso; SO_3 = anhídrido sulfúrico; H_2SO_4 = ácido sulfúrico.

Las sales marinas están formadas por:

NaCl = cloruro de sodio	4,0.10 ⁻⁶ g/m ³ de aire ¹
MgCl ₂ = cloruro de magnesio	0,6 " " "
MgSO ₄ = sulfato de magnesio	0,4 " " "
CaSO ₄ = sulfato de calcio anhidro	0,2 " " "

Las partículas de origen mineral provienen de las regiones secas y arenosas de la Tierra; las levanta el viento, y en menor escala, las corrientes aéreas ascendentes producidas por el calor. Las partículas de sales marinas llegan de los océanos, junto con el vapor de agua que se evaporó de su superficie. El polvillo volcánico debe su presencia temporal a las frecuentes erupciones. Muchas partículas sólidas provienen también de los incendios de campos de pastoreo y de bosques, y en no menor escala, de las grandes ciudades y centros industriales.

9. Caída de las partículas. — Las partículas sólidas caen, por su peso, hacia tierra. Esta caída es obstaculizada por la presencia del aire,

¹ Para expresar números muy grandes o muy pequeños, se recurre a las potencias de 10. Así se expresa:

10 = 1.10 = 10 ¹	$\frac{1}{10} = 1:10 = 1:10^1 = 10^{-1}$
100 = 10.10 = 10 ²	$\frac{1}{100} = 1:100 = 1:10^2 = 10^{-2}$
1000 = 10.10.10 = 10 ³	$\frac{1}{1000} = 1:1000 = 1:10^3 = 10^{-3}$

El radio de la Tierra tiene 6370 km. Si lo expresamos en medidas cada vez menores, tenemos:

r =	6 370 km = 6,37.10 ³ km
=	6 370 000 m = 6,37.10 ⁶ m
=	637 000 000 cm = 6,37.10 ⁸ cm.

entre cuyas moléculas deben abrirse camino, y por las corrientes aéreas verticales, que las elevan nuevamente. La caída de las partículas, es, por consiguiente, tanto más lenta, cuanto más pequeñas y livianas son, cuanto más denso es el aire que atraviesan, y cuanto más intensas son las corrientes verticales. Otras veces es su carga eléctrica la que les impide acercarse a la tierra.

El polvillo volcánico arrojado a las altas capas atmosféricas, puede necesitar años para llegar a la superficie de la Tierra. En esto reside su importancia climatológica. Humphreys ha calculado la velocidad de caída de las partículas sólidas desde distintas alturas, como también el tiempo que necesitan para atravesar un espacio de 1 cm. Si el diámetro de las partículas es de $18,4 \mu$, la densidad 2,3, y la temperatura del ambiente de 21°C , los valores respectivos son los siguientes:

Altura	= 40	30	20	15	11	0	km
Velocidad	= 1,02	0,24	0,07	0,05	0,04	0,025	cm/sec
Tiempo	= 1	4	13	20	24	39	sec/cm

10. Cantidad de partículas existentes en el aire. — La cantidad de partículas que hay en el aire varía. No es exagerado suponer que su número, en nuestro ambiente continental, alcanza a 100000 por centímetro cúbico. El viento las levanta de la superficie de la Tierra y las transporta de un lugar a otro. Su distribución en el espacio, por lo tanto, raras veces es uniforme.

Por lo general, el número de partículas suspendidas en el aire es mayor en las regiones secas que en las regiones húmedas, en días ventosos que en días calmos. Particularmente grande es su número en las primeras horas de la madrugada, en que se aglomeran cerca de la superficie de la Tierra, debido a su lenta caída y a la falta de corrientes ascendentes.

11. Distribución de las partículas. — Tanto el tamaño como el número de las partículas disminuye rápidamente con la altura.

A. Wiegand ha observado, durante sus vuelos en esféricos, la siguiente cantidad de partículas en un centímetro cúbico:

Altura	= 100	500	1000	2000	3000	5000	8500 m
Cantidad	= 44000	13000	5000	550	200	50	5

A mayor altura, el aire es cada vez más puro.

También en la superficie de la Tierra se nota una gran diferencia en la cantidad de partículas.

Según Landsberg, su número por centímetro cúbico es:

Encima de los mares	800
En la costa y en el interior de los continentes	9 500
En ciudades pequeñas y zonas industriales	35 000
En grandes ciudades	150 000

Dentro de la atmósfera de partículas sólidas que envuelve al globo terráqueo, podemos distinguir, debido a la disminución progresiva que se observa en su cantidad y naturaleza, tres capas diferentes (fig. 2):

- capa de partículas de tierra, que llega hasta 2 km de altura;
- capa de sales marinas, hasta 11 km de altura;
- capa de polvillo volcánico, que puede llegar hasta 80 km.

12. Influencia de las partículas sobre la visibilidad. — Las partículas sólidas interceptan y desvían parte de la luz que nos viene de los cuerpos iluminados, por lo cual disminuyen la visibilidad (fig. 3).

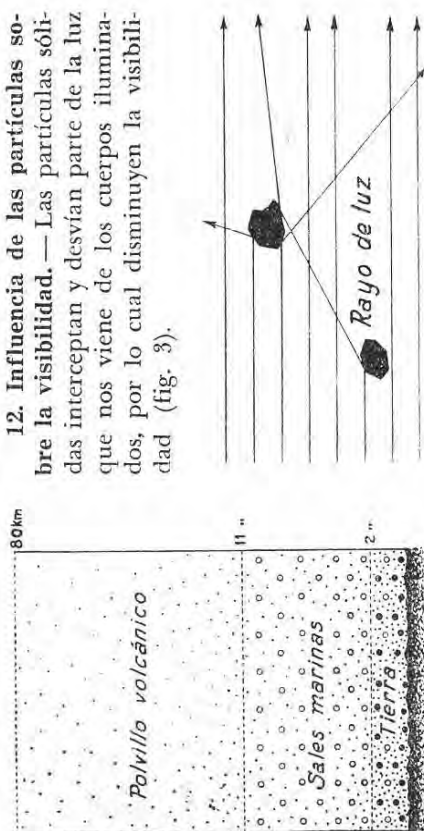


FIG. 2. — Las tres capas de la "atmósfera de partículas sólidas" que envuelven a la Tierra.

FIG. 3. — Las partículas sólidas que hay en el aire debilitan la luz y dificultan la visibilidad de los objetos lejanos.

La visibilidad es buena cuando hay pocas partículas en el aire; por ejemplo, después de una lluvia o nevada, o durante las horas de la mañana. En cambio, es mala cuando hay muchas partículas en el aire; por ejemplo, cuando el tiempo es seco, o en las primeras horas de la tarde, o cuando sopla un fuerte viento. Cuanto más lejos está el objeto que miramos, más partículas sólidas hay entre él y nuestros ojos, y más reducida es la visibilidad.

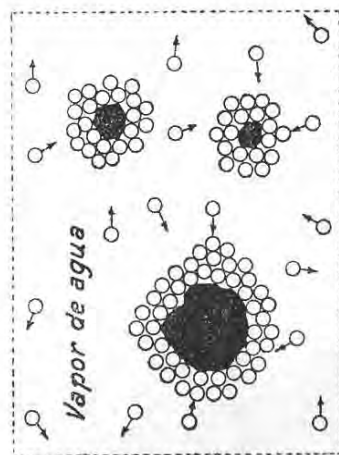


FIG. 4. — Las partículas sólidas son núcleos de condensación para el vapor de agua.

13. Influencia sobre la condensación del vapor de agua. — Las partículas de vapor de agua, que son conglomerados de cinco moléculas

de agua, se mueven con menos velocidad que las moléculas del aire, particularmente cuando su número es elevado, o sea cuando el aire es muy húmedo. En este caso, muchas partículas de vapor se mueven con una

velocidad ínfima, y al chocar con ciertas partículas sólidas, no pueden alejarse más de la esfera de acción de sus fuerzas moleculares y quedan adheridas a ellas. Muchas partículas sólidas resultan así "centros de atracción" para el vapor de agua, llamándoselas, por esto, *núcleos de condensación* (fig. 4).

Este efecto tiene mucha importancia. Sin partículas sólidas, la humedad del aire tendría que ser de cuatro a ocho veces mayor para que pudiera iniciarse la condensación del vapor de agua. Las nubes, por consiguiente, serían escasas, y las lluvias casi imposibles. El clima en nuestro planeta cambiaría fundamentalmente.

Según Landsberg, el número de los núcleos de condensación que se encuentra en las distintas capas atmosféricas, es el siguiente:

Capa	= 0,0 — 0,5 km;	Cantidad	= 22 300 en cm ³
"	= 0,5 — 1,0 "	"	= 11 000 "
"	= 1,0 — 2 "	"	= 2 500 "
"	= 2 — 3 "	"	= 780 "
"	= 3 — 4 "	"	= 340 "
"	= 4 — 5 "	"	= 170 "
"	= 5 — 8 "	"	= 80 "

La cantidad total de núcleos de condensación que se encuentra en una columna de aire de 1 cm² de sección, en la Europa central, es de 20,68.10⁸. Por toda la Tierra hay, término medio, 2.10⁸ por centímetro cuadrado de superficie. El número total de núcleos de condensación que hay en la atmósfera es aproximadamente de 10²⁷.

14. **Influencia sobre la temperatura del aire.** — La mayoría de las partículas sólidas son conglomerados de cristales, limitados por caras pla-

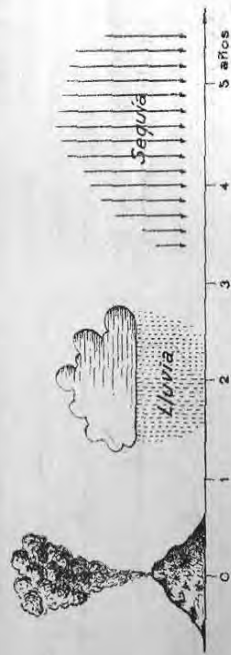


Fig. 5. — Las erupciones volcánicas son seguidas, a tiempo fijo, por épocas de lluvia y de sequía.

nas, muchas veces brillantes, que reflejan tanto la luz como el calor. Por consiguiente, cuando hay muchas partículas sólidas en el aire, especialmente polvillo volcánico en las altas capas atmosféricas, llega menos calor que de costumbre a la superficie de la Tierra.

Después de la erupción del volcán Katmai, en 1912, la reducción de la cantidad de calor solar llegó al 50 % en los primeros cuatro meses posteriores a la erupción, y representaba todavía el 20 % durante los dos años siguientes. Después de la erupción del Descabezado, en 1932, se observó una reducción del 20 %, persistiendo su efecto durante ocho meses.

Cualquier reducción en la cantidad del calor solar que llega a la superficie de la Tierra afecta a la intensidad de la circulación atmosférica y de la circulación oceánica. A su vez, las modificaciones en estas circulaciones alteran el tiempo, produciendo sequías o épocas de lluvias anormales.

En nuestro ambiente geográfico argentino, dos años después de una erupción volcánica importante, aparece una época de lluvias, y cinco años después, una sequía (fig. 5). Una actividad volcánica prolongada y potente podría originar hasta épocas glaciales.

Las últimas erupciones volcánicas, y su efecto sobre nuestro tiempo, se produjeron:

Santa María,	en 1902;	lluvias en 1904;	sequía en 1907-08;
Katmai,	" 1912;	" 1914;	" 1915-17;
Calbuco,	" 1917;	" 1919;	" 1921;
Santa María,	" 1924;	" 1926;	" 1929;
De Abezado,	" 1932;	" 1934;	" 1937.

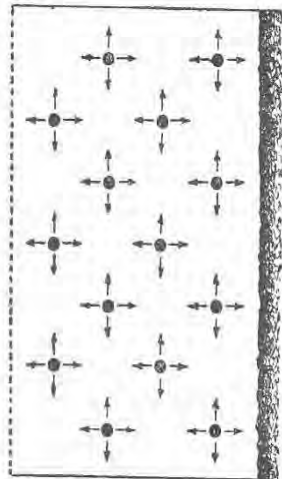


Fig. 6. — Durante el día, las partículas sólidas se calientan mucho, comunicando calor al aire que las rodea.

A la par de este efecto climatológico, las partículas sólidas ejercen también un efecto meteorológico. Debido a su reducido calor específico,

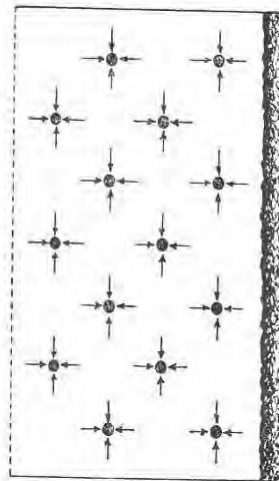


Fig. 7. — Durante la noche, las partículas sólidas se enfrían rápidamente, restando calor al aire.

se calientan mucho durante el día y se enfrían con facilidad durante la noche, comunicando su temperatura al aire que las rodea. Así, las partículas sólidas se encuentran envueltas en aire caliente durante el día, y en aire frío durante la noche (figs. 6 y 7). Como hay más partículas sólidas cerca de la tierra que en la altura, la temperatura del aire, en la proximidad del suelo, resulta más alta de lo que correspondería en las primeras horas de la tarde, y más baja de lo que debería ser, a la madrugada. La amplitud diaria de la temperatura, o sea la diferencia entre la "máxima" y la "mínima", depende, de este modo, de la cantidad de partículas sólidas que hay en el aire, resultando grande

en las regiones secas de la Tierra, especialmente en los desiertos, y pequeña en las regiones húmedas.

15. Características coloidales del aire impuro. — Llamamos *aire impuro* al aire con todas las partículas extrañas que accidentalmente se encuentran dispersas en su seno.

Por *dispersión* se entiende una índole especial de mezcla de sustancias, en la cual una, dividida en partículas pequeñísimas, está uniformemente o casi uniformemente diseminada en el seno de la otra. Las sustancias que intervienen en esta mezcla se llaman *fases*. Las dispersadas forman la fase interna o *fase dispersa*, y el medio en el cual se efectuó la dispersión, la fase externa o *fase dispersante*.

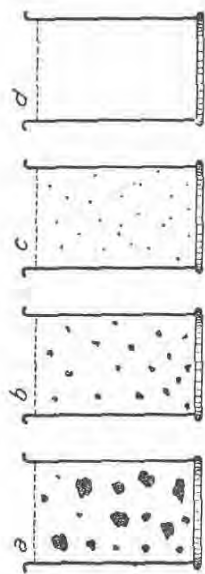


FIG. 8. — Los cuatro estados de dispersión de las partículas sólidas en el aire: a = suspensión gruesa; b = suspensión fina; c = dispersión coloidal; d = dispersión molecular.

Según el estado físico de las sustancias afectadas, distinguimos dispersiones de:

sólidos en sólidos	: roca granítica;
sólidos en líquidos	: agua turbia;
sólidos en gases	: nieve en el aire, humo;
líquidos en sólidos	: humedad de la roca;
líquidos en líquidos	: leche, vino, cerveza;
líquidos en gases	: nube, neblina, niebla, bruma;
gases en sólidos	: olor de la piedra;
gases en líquidos	: espuma de agua;
gases en gases	: perfumes, aire.

Según el tamaño de las partículas dispersas en el aire, distinguimos:

1) *Suspensiones gruesas*, cuyas partículas dispersas — de más de 0,02 mm — son perceptibles a simple vista. Su tamaño afecta grandemente la visibilidad.

EJEMPLOS: la tierra levantada por el viento, el humo espeso, las neblinas densas, las nubes formadas por gotitas de agua, los copos de nieve, el granizo y el polvo volcánico (fig. 8, a).

2) *Suspensiones finas*. Las partículas dispersas no son perceptibles a simple vista, pero sí con el microscopio. También ellas afectan la visibilidad. Su tamaño es de 0,02 mm a 0,4 μ .

EJEMPLOS: la bruma espesa, la neblina fina, los pequeños cristales de nieve y el fino polvo volcánico (fig. 8, b).

3) *Dispersión coloidal*¹. Las partículas dispersas sólo son perceptibles con el ultramicroscopio², pero afectan todavía la visibilidad. Su tamaño es de 0,4 μ a 0,004 μ . Estas partículas no tienen movimiento propio de importancia; son simples juguetes de las moléculas del aire, en continuo y desordenado vuelo a través del espacio.

EJEMPLOS: el polvo volcánico, las partículas de sales marinas, la bruma en su estado de formación, las bacterias y los microbios (fig. 8, c).

4) *Dispersión molecular*. Las partículas dispersas no son perceptibles más, ni aún con ultramicroscopio³, y, por consiguiente, no afectan la visibilidad. Su tamaño es inferior a 4 μ ⁴, es decir, a cuatro millonésimos de milímetro. Tienen movimiento propio según la temperatura.

EJEMPLOS: el vapor de agua y los demás productos gaseosos que se encuentran accidentalmente en el aire (fig. 8, d).

También el aire es una *dispersión molecular*. Las moléculas de los gases que lo componen están dispersadas en un medio hipotético, llamado *éter*.

Una solución coloidal hecha en el agua, se llama *hidrosol*⁵. Una solución coloidal efectuada en el aire, se denomina *aerosol*⁶.

La Química coloidal ha resultado un valioso auxiliar para la explicación de ciertos fenómenos atmosféricos en los últimos años.

B) COMPOSICIÓN DEL AIRE.

16. *Aspecto del aire*. — El aire se presenta a nuestros sentidos como un gas muy sutil, liviano y transparente, que ocupa por completo el espacio, hasta en sus más recónditos lugares, y que colma cualquier vacío que se produzca en él con una rapidez superior a la del sonido.

Diferente sería el aspecto del aire, si lo pudiéramos contemplar con un *supermicroscopio* de unos 10 millones de aumento, que nos permitiría ver un punto hecho en el papel con una pluma, como un círculo de 1 kilómetro de diámetro. El cuadro que se nos presentaría a la vista sería completamente distinto. En primer lugar, encontraríamos, enormemente agrandadas, las partículas sólidas que a simple

¹ *Coloide* se deriva del griego: *kollos* = cola, y *eidós* = forma.

² Lámase así a un microscopio cuyo campo visual es iluminado lateralmente.

³ el signo $\mu\mu$ (véase pág. 9) representa un millonésimo de milímetro.

⁴ *Hidrosol*, del griego *hydro* = agua, y *sol*, abreviatura del latín *solución* = disuelto. *Hidrosol* significa, en consecuencia, "disuelto en agua".

⁵ *Aerosol*, "disuelto en aire".

de *aire*, por ejemplo en 1 cm^3 , y averiguando su naturaleza por algún procedimiento químico, se llega a la siguiente conclusión:

- a) el *aire* no es un medio homogéneo, sino una mezcla de moléculas de distintos gases;
- b) en esa mezcla predominan las moléculas de nitrógeno y de oxígeno, en proporción 4:1 entre sí;
- c) la relación exacta entre los diversos componentes e

Nitrógeno, N_2	= 78,08 % del vol
Oxígeno, O_2	= 20,95 " "
Argón, Ar	= 0,93 " "
Anhidrido carbónico, CO_2 ..	= 0,03 " "

Total aproximado = 100,00 " "

Además de estos elementos, suele haber en el *aire* una cantidad variable de vapor de agua, $5 (\text{H}_2\text{O})$, que puede llegar al 4 % del volumen, y pequeñas cantidades de:

Helio, He	= $5,3 \cdot 10^{-4}$ % del volumen
Hidrógeno, H_2	= $5 \cdot 10^{-4}$ " "
Neón, Ne	= $1,8 \cdot 10^{-6}$ " "
Criptón, Kr	= $1 \cdot 10^{-4}$ " "
Xenón, Xe	= $8 \cdot 10^{-6}$ " "
Ozono, O_3	= $1 \cdot 10^{-6}$ " "
Radón, Rn	= $6 \cdot 10^{-15}$ " "
Amoníaco, NH_3	= $2,6 \cdot 10^{-6}$ " "
Superóxido de agua, H_2O_2	= $4 \cdot 10^{-6}$ " "
Yodo, I ₂	= $3,5 \cdot 10^{-9}$ " "

18. Características moleculares del *aire*.—No sólo el tamaño, sino también el peso de las moléculas de los gases que componen el *aire* es pequeño. La molécula de hidrógeno es la más liviana. Su átomo pesa sólo $1,6615 \cdot 10^{-24}$ gramos. Este peso fué elegido como "peso unidad" para expresar el peso de los demás átomos y moléculas. Los valores así obtenidos son los llamados pesos atómicos y pesos moleculares.

Sin embargo, por razones de comodidad se fijó como "unidad del peso atómico" el peso de una dieciséisava parte del átomo de oxígeno. En este sistema convencional, el peso del átomo de hidrógeno es 1,008, y el del oxígeno, 16,000; mientras que los pesos, según la definición anterior, serían 1,000 y 15,987. La relación entre ambos valores es la misma.

Las investigaciones recientes dan los siguientes valores aproximados

vista ni siquiera distinguimos, y que ahora veríamos precipitarse a tierra como enormes rocas. Veríamos, además, una multitud de pequeños cuerpos esféricos, no mayores que un garbanzo, cruzar el espacio a grandes velocidades, entrechocando un sinnúmero de veces y, en consecuencia, cambiando la dirección de vuelo a cada instante: son las moléculas que componen el *aire*.

El tamaño y el peso de estos cuerpecitos es muy variado. Y es variada también su estructura interior, lo que determina sus propiedades químicas. Para distinguirlos entre sí, hasta nos conviene atribuirles diferentes colores.

Una molécula es la menor cantidad de materia que goza todavía de las propiedades de ésta. Así, podemos partir en pedazos cada vez más pequeños un trozo de sal común, y serán siempre "trozos de sal". Pero llegará un momento en que el pedazo será tan pequeño que, partiéndolo nuevamente, los nuevos trozos ya no serán sal, sino otras sustancias diferentes. Este último pedazo, que aun era sal común, es la molécula: que ante una nueva partición pierde sus características y deja de ser sal.

Las moléculas están formadas por uno, dos o más cuerpecitos menores, llamados átomos, de la misma o de distintas sustancias. Así, una molécula de sal se compone de un átomo de sodio, cuyo símbolo es Na, y un átomo de cloro, con símbolo Cl. De ahí su nombre, "cloruro de sodio", y su símbolo, NaCl. La molécula de oxígeno está formada por dos átomos del mismo oxígeno, siendo su símbolo O_2 . Hay 94 átomos de distintas propiedades y, por consiguiente, también 94 cuerpos simples o elementos, cuya combinación da las diversas materias que conocemos.

Los átomos parecen pequeños sistemas solares, con un enjambre de planetas, más o menos numerosos. El cuerpo central, que representaría al Sol, es materia con carga eléctrica positiva, y se llama "núcleo". Las partículas elementales que lo forman son entre sí iguales, y se llaman protones. Alrededor del núcleo giran, con una velocidad de 100 000 km/sec, pequeñas partículas, casi inmateriales, pero que poseen una carga eléctrica negativa. Se llaman electrones. En las moléculas se encuentran también combinaciones de protones y electrones en estado eléctrico neutro, cuya carga positiva está equilibrada por la negativa, llamadas por esto neutrones.

El electrón es el cuerpo físico más liviano. Su diámetro se estima en unos y medio millonésimos de un millonésimo de un centímetro, o sea en $1,2 \cdot 10^{-10}$ cm, que en forma abreviada se puede escribir como $4 \cdot 10^{-10}$ cm. Su masa se estima en $0,9 \cdot 10^{-27}$ g.

El protón tiene una masa 1845 veces mayor que el electrón, o sea $1,66 \cdot 10^{-24}$ g. El tamaño del protón, por lo que hasta hoy sabemos, parece ser menor que el del electrón.

Al parecer, tanto los electrones como los protones son simples remolinos de éter. La materia sería, pues, sólo una cierta forma de la energía.

Los fenómenos atmosféricos son fenómenos físicos. Mientras ellos se verifican, sólo se modifica el estado de las moléculas, pero no su naturaleza. Durante las tormentas, aunque en pequeña escala, se producen también fenómenos químicos; se descomponen moléculas existentes y se forman nuevas, de naturaleza distinta. Fenómenos radioactivos, caracterizados por cambios en la constitución de los átomos, ocurren sin interrupción en las altas capas atmosféricas y en la superficie de la Tierra, durante las tormentas eléctricas.

17. Composición de la atmósfera.—Contando el número de moléculas del mismo tamaño y peso que hay en un volumen determinado

para el peso molecular m , el peso absoluto P y el diámetro d de las moléculas de los gases que componen el aire:

N_2	$m = 28$;	$P = 46,2 \cdot 10^{-24}$ g;	$d = 3,8 \cdot 10^{-8}$ cm
O_2	$= 32$	$= 52,8$ "	$= 3,6$ "
Ar	$= 40$	$= 65,8$ "	$= 3,7$ "
CO_2	$= 44$	$= 75,6$ "	$= 4,6$ "
$5(H_2O)$	$= 90$	$= 148,5$ "	$= 5,6$ "
He	$= 4$	$= 6,6$ "	$= 2,2$ "
H_2	$= 2$	$= 3,3$ "	$= 2,7$ "

La *velocidad* con que estas moléculas se mueven es considerable. Siendo la energía cinética de todas ellas igual, la velocidad individual debe ser distinta según el peso molecular: las moléculas pesadas vuelan lentamente, y las livianas, rápidamente. La velocidad de cada una es inversamente proporcional a la raíz cuadrada de su peso molecular; depende, además, de la temperatura: a mayor temperatura, mayor velocidad.

Supuesta una presión atmosférica de 760 mm de Hg, estas *velocidades* son, en temperaturas de 0° y 15° , aproximadamente las siguientes:

N_2	$m = 28$;	$V_0 = 493$ m/sec,	$V_{15} = 507$ m/sec
O_2	$= 32$	$= 461$ "	$= 474$ "
Ar	$= 40$	$= 413$ "	$= 424$ "
CO_2	$= 44$	$= 394$ "	$= 404$ "
$5(H_2O)$	$= 90$	$= 275$ "	$= 282$ "
He	$= 4$	$= 1305$ "	$= 1340$ "
H_2	$= 2$	$= 1835$ "	$= 1888$ "

19. El aire como gas ideal.—En lugar de considerar al aire como mezcla de varios gases, nos conviene suponerlo como un *gas ideal*, compuesto por moléculas homogéneas, y llamarlo simplemente *aire*. Para conocer las características moleculares de este gas ideal, basta promediar los valores correspondientes a los distintos gases que componen el aire, en la proporción en que se encuentran mezclados.

Supuestas condiciones físicas normales —temperatura 0° , presión atmosférica 760 mm Hg, nivel del mar y latitud 45° —, las características moleculares del *aire* son:

Peso molecular		$= 29 = (28,95)$
Número de moléculas en 1 cm^3		$= 27 \cdot 10^{18}$
Masa de una molécula		$= 48 \cdot 10^{-24}$ g
Diámetro de la molécula		$= 3,7 \cdot 10^{-8}$ cm
Velocidad media del vuelo, en 0°C		$= 485$ m/sec
Velocidad media en $t = 15^\circ\text{C}$		$= 498$ m/sec
Distancia media entre dos moléculas		$= 400$ diámetros
Número de colisiones en 1 cm^3		$= 20 \cdot 10^{23}$ por sec
Espacio recorrido entre dos colisiones		$= 5,9 \cdot 10^{-6}$ cm
Tiempo transcurrido entre dos colisiones		$= 3 \cdot 10^{-10}$ sec.

Las moléculas están separadas por grandes espacios vacíos. Si el supermicroscopio permitiera ver las moléculas de aire como esferas de 1 cm de diámetro, en un espacio de 4 m de ancho, 4 m de fondo y 4 m de altura, habría sólo una molécula. Este hecho nos permite comprender ciertas leyes físicas, que mencionaremos más adelante.

20. Importancia de la composición del aire.—En la antigüedad, se consideraban *cuatro elementos* como principales: aire, agua, tierra y fuego. La química moderna los sustituyó por carbono, oxígeno, nitrógeno, e hidrógeno.

En la figura 9 representamos estos cuatro elementos, con sus combinaciones inmediatas más frecuentes:

el agua, H_2O , sin la cual no habría vida;

el anhídrido carbónico, CO_2 , intermedio entre la vida animal y la vida vegetal;

el metano, CH_4 , combinación fundamental, que se repite muchas veces en los compuestos orgánicos;

el amoníaco, NH_3 ,

el peróxido de nitrógeno, NO_2 ;

el cianógeno, CN , la primera combinación química que se formó sobre la faz de la Tierra, en el albor de su vida, cuando reinaba todavía una elevada temperatura.

Estos cuatro elementos de la química moderna, verdaderos puntales de la vida, forman en la actualidad nuestra atmósfera.

Entre ellos, el más importante es el *oxígeno* (O_2), tan necesario para la vida. La vida significa movimiento. El movimiento exige energía.

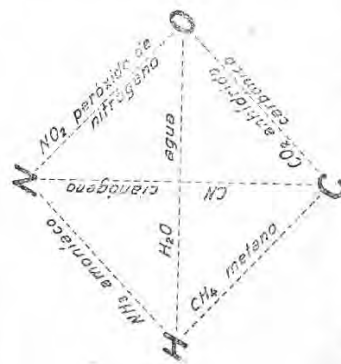


Fig. 9. — Los cuatro elementos principales y sus combinaciones inmediatas.

La energía que pueda desarrollar un ser orgánico es producto del calor. Por consiguiente, todos los seres vivos generan calor. El calor es el resultado de la combustión. Toda combustión es un proceso de oxidación; reunión impetuosa del oxígeno del aire con el carbono de las materias orgánicas, formando anhídrido carbónico y produciendo calor.

En las plantas, la combustión es lenta. Ellas no se mueven y, por consiguiente, no necesitan mucho calor. Más viva es la combustión en los cuerpos animales. La temperatura producida en el cuerpo humano es de 37°. La combustión de la materia orgánica al aire libre es muy rápida, y va acompañada de incandescencia. La temperatura producida, en consecuencia, es elevadísima.

El *nitrógeno* (N_2), que forma la mayor parte del aire, es un gas indiferente, que no interviene en los procesos químicos. En la atmósfera desempeña las funciones de un "elemento moderador" de las actividades demasiado violentas del oxígeno. Sin el *nitrógeno*, todos los procesos de combustión se desarrollarían con mucha vehemencia. En lugar de la ignición lenta, se produciría una súbita inflamación de la mayoría de los cuerpos.

El *nitrógeno* es un importante componente en la composición del protoplasma, que llena las células. El cuerpo humano contiene 2 kg de este elemento, y exige, además, 8 gr diarios del mismo para su funcionamiento. Y este alimento tan imprescindible, se encuentra en cantidad ilimitada en la atmósfera. Pero el organismo humano no puede extraerlo del aire. Cuando lo logre, comenzará la "época paradisíaca" para el hombre, porque estará libre de su preocupación actual: la conquista del pan diario. Hasta entonces deberá seguir cultivando, "con el sudor de su frente", las plantas, capaces de asimilar —con ayuda de microorganismos, llamados *nitrobacterias*—, el *nitrógeno* del aire, para que le sirvan de alimento, y criando los animales que se nutren de ellas, para poder consumir su carne.

Muy necesaria en la Naturaleza es el *agua* (H_2O). El agua se encuentra en el aire en estado gaseoso, como vapor de agua, imperceptible a nuestra vista; en estado líquido, como gotitas, formando las nubes y neblinas; y en estado sólido, como cristales de nieve y granos de hielo. En estado líquido y sólido, su permanencia en el espacio es sólo pasajera, ya que, debido a su peso, pronto cae a tierra, en forma de lluvia, nieve, granizo o "piedra".

Ningún componente de nuestra atmósfera cambia tan frecuentemente de estado como el agua. De la superficie de los mares se eleva como vapor finísimo; en lo alto de la atmósfera se condensa en pequeñas gotitas o menudos cristales, formando las nubes. En forma de hielo cubre las regiones polares; como nieve, blanca, cristalina, las altas montañas; y como lluvia fecundante, humedece las llanuras. En millares de arroyos espumosos se precipita de las montañas hacia los llanos, nutriendo los ríos, llenando los lagos y lagunas, para, al fin, volver al mar, seno de la Naturaleza.

Donde hay agua, puede haber vida. Donde cae rocío y lluvia, florecen los prados y crecen los árboles. Sin agua, cesa la vida vegetal y se extingue la vida animal.

La mayor parte de los organismos, tanto vegetales como animales, está constituida por agua. El agua es alimento de las plantas; las plantas, a su vez, alimento de los animales. El organismo humano necesita dos litros diarios de agua para su subsistencia. Si no la encuentra, muere.

El *anhídrido carbónico* (CO_2) es más pesado que el aire, e impide la combustión. Por eso se emplea en aparatos extintores del fuego. Cuando el aire contiene más del 14 % de este gas, se hace irrespirable, y la vida peligra. Para las plantas, el anhídrido carbónico es un alimento¹. De él toman el carbono que necesitan para sus tejidos. El oxígeno libertado en este proceso de reducción es el que van a aspirar los animales. Las plantas absorben anhídrido carbónico y exhalan oxígeno. Los animales aspiran oxígeno y exhalan anhídrido carbónico. Sin el reino animal, el aire carecería del anhídrido suficiente para las plantas. Sin el reino vegetal, el aire contendría anhídrido carbónico en cantidad mortal para los animales. El equilibrio entre la producción y consumo de anhídrido carbónico es regulado por las aguas de los mares.

Si la cantidad de CO_2 que contiene el aire llega a ser mayor que la normal, o sea 3/10 000 del volumen, el excedente es absorbido por los carbonatos, $CaCO_3$ y Na_2CO_3 , que contienen los mares, transformándose, con participación del agua, en bicarbonatos, $Ca(CO_3H)$. Luego, cuando la cantidad de CO_2 llega a ser menor que la normal indicada, estos bicarbonatos se descomponen, formándose nuevamente carbonatos, anhídrido carbónico y agua. El proceso está representado por la igualdad:



El *hidrógeno* (H_2) es un gas muy liviano. Hoy día ya sólo se lo encuentra en pequeñas cantidades en el aire. Casi todo el *hidrógeno* que existía antes de la era arcaica está ahora ligado al oxígeno, formando el agua.

El *hidrógeno* se inflama con facilidad; arde al contacto con el aire, desarrollando temperaturas elevadísimas. Con él se llenan los grandes dirigibles, los esféricos, y los globos de caucho empleados en los sondeos meteorológicos. Tiene el inconveniente de su rápida difusión, ya que sus moléculas se mueven con gran velocidad, y de su fácil inflamación.

El *helio* (He) es el más inerte de los gases. Se lo encuentra en ciertos minerales, como la cleveita, uraninita y fergusonita, en algunas aguas minerales, y también como emanación de fuentes minerales. Es más pesado que el H_2 , sin embargo, se lo prefiere para los dirigibles, por su difícil inflamación y su combustión extremadamente lenta.

El *argón* (Ar), gas noble, que también se encuentra en cantidad apreciable en el aire, parece ser un estimulador del crecimiento de las plantas.

¹ El mecanismo de la *fotosíntesis*, o sea la reducción de CO_2 , en presencia de H_2O , con intervención de la clorofila y como efecto de los rayos luminosos, se puede expresar, grosso modo, en la fórmula:



C) COMPORTAMIENTO FÍSICO DEL AIRE SECO

(El aire como gas ideal)

21. Medidas empleadas en la Meteorología.—Dos son los *sistemas* en que se suelen expresar las medidas fundamentales empleadas en la Física. Son ellos: el sistema técnico y el sistema absoluto.

Las *unidades fundamentales* del sistema técnico son: el centímetro (cm) para la longitud; el peso de un gramo (gr) para el peso, y el segundo (sec) para el tiempo. Las mismas unidades, en el sistema absoluto, son: el centímetro (cm) para la longitud; la masa de un gramo (g) para la masa, y el segundo (sec) para el tiempo. La diferencia entre los dos sistemas consiste, como se ve, en que en el técnico figura el peso de los cuerpos, mientras que en el absoluto lo es su masa.

Siendo el "peso" igual a "masa" por "aceleración de la gravedad", resulta que las medidas expresadas en sistema técnico cambian de un lugar a otro, porque dependen de la gravedad, y ésta, a su vez, de la latitud geográfica y de la altura sobre el nivel del mar. Las medidas indicadas en el sistema absoluto son, por el contrario, independientes del lugar. En esto consiste su valor científico, y por esto las emplearemos con preferencia.

EL PESO de un cuerpo es menor en la montaña que al nivel del mar, y en el ecuador que en los polos, mientras que su MASA es invariable.

Por *densidad* del aire —mejor sería decir: por "masa específica" del aire— se entiende, en el "sistema absoluto", la *masa total* de las moléculas de aire que se encuentran en un determinado volumen, elegido como volumen de referencia, y que puede ser el centímetro cúbico, el decímetro cúbico o el metro cúbico.

Conociendo la masa de aire que ocupa un determinado volumen, su densidad se puede calcular por la fórmula:

$$\text{DENSIDAD} = \frac{\text{MASA}}{\text{VOLUMEN}}$$

En condiciones físicas normales, y supuesto el aire "seco", o sea "sin vapor de agua", su densidad¹ es:

$$\begin{aligned} \delta &= 1.29307 \text{ kg/m}^3 \\ &= 1.29307 \text{ g/litro o g/dm}^3 \\ &= 0.001293 \text{ g/cm}^3 \end{aligned}$$

Por *peso específico* se entiende, en el "sistema técnico", el *peso total* de las moléculas de aire que se encuentran

¹ La densidad se representa con la letra delta minúscula del alfabeto griego: δ .

en un determinado volumen, elegido como volumen de referencia.

Se calcula por la fórmula:

$$\text{PESO ESPECÍFICO} = \frac{\text{PESO}}{\text{VOLUMEN}}$$

En condiciones físicas normales, y supuesto nuevamente el aire "seco", o sea "sin vapor de agua", el peso específico del aire¹ es:

$$\begin{aligned} s &= 1.29307 \text{ kg/m}^3 \\ &= 1.29307 \text{ gr/litro} \\ &= 0.001293 \text{ gr/cm}^3 \end{aligned}$$

valores numéricamente iguales a los valores anteriores.

Por *volumen específico* del aire se entiende, en el "sistema absoluto", el volumen dentro del cual se encuentra una determinada masa de aire, elegida como masa de referencia.

Conociendo el volumen de una determinada masa de aire, su volumen específico se calcula por la fórmula:

$$\text{VOLUMEN ESPECÍFICO} = \frac{\text{VOLUMEN}}{\text{MASA}}$$

En condiciones físicas normales, y supuesto el aire "seco", su volumen específico es:

$$\begin{aligned} v' &= 1:1.29307 \text{ m}^3/\text{kg} = 0.77335 \text{ m}^3/\text{kg} \\ &= 1:1.29307 \text{ litro/g} = 0.77335 \text{ litro/g} \\ &= 1:0.001293 \text{ cm}^3/\text{g} = 773.35 \text{ cm}^3/\text{g} \end{aligned}$$

En el "sistema técnico", el volumen específico del aire se define como volumen dentro del cual se encuentra un determinado peso de aire, elegido como peso de referencia.

Se calcula por la fórmula:

$$\text{VOLUMEN ESPECÍFICO} = \frac{\text{VOLUMEN}}{\text{PESO}}$$

También en este caso, en condiciones físicas normales, y supuesto el aire "seco", los valores numéricos coinciden con los valores anteriores.

¹ El peso específico se representa con la primera letra de la palabra *specific* = específico.

$$\begin{aligned}v &= 0.77335 \text{ m}^3/\text{kg} \\&= 0.77335 \text{ litro/gr} \\&= 773.35 \text{ cm}^3/\text{gr}\end{aligned}$$

Un centímetro cúbico de agua, a 4°C de temperatura, tiene una masa que llamamos GRAMO. La misma masa contiene setecientos setenta y tres centímetros cúbicos de aire. Quiere decir esto que el agua es 773 veces más pesada que el aire; y, a la inversa, el aire es 773 veces más liviano que el agua. Como se ve, la "densidad" y el "volumen específico" son conceptos recíprocos. El producto de ellos es 1.

$$\delta \cdot v' = 1 \quad \delta = \frac{1}{v'}$$

En el LENGUAJE COMÚN, se entiende por *densidad* el número que indica cuántas veces una materia contiene más masa que otra materia de igual volumen elegida como materia de referencia; o también, cuántas veces es mayor el peso de una materia que el de otra de igual volumen, elegida como materia de comparación.

Como se deduce de esta definición, por "densidad" se entiende "algo" que en el sistema absoluto debería llamarse "densidad relativa". Mejor sería, sin embargo, aceptar esta definición de la densidad, y hablar de "masa específica" cuando se desea expresar la cantidad de masa de una materia que hay en la unidad de volumen.

La materia de referencia suele ser el agua, y sólo en casos especiales el aire. Siendo la masa de 1 cm³ de agua un gramo, resulta que las *densidades relativas* son simples números, que carecen de dimensión.

Las *densidades relativas* de las principales materias de interés en la Meteorología, con referencia al agua (δ) y al aire (δ'), son:

Mercurio	$\delta = 13.595$	$\delta' = 10514$
Agua, a temperatura de 4° C.	$= 1.00000$	$= 773.35$
Hielo	$= 0.85-0.95$	$= 650-750$
Nieve	$= 0.1-0.8$	$= 77-620$
Anhidrido carbónico, CO ₂	$= 0.001 9768$	$= 1.5287$
Oxígeno, O ₂	$= 0.001 4291$	$= 1.1052$
Aire	$= 0.001 2931$	$= 1.0000$
Nitrógeno, N ₂	$= 0.001 2507$	$= 0.9672$
Helio, He	$= 0.000 1785$	$= 0.1380$
Hidrógeno, H ₂	$= 0.000 08985$	$= 0.0695$

22. Presión del aire. Barómetro.—Las moléculas del aire tienen masa y velocidad, por lo que, cuando chocan contra un obstáculo, ejercen presión. Por consiguiente, la *presión atmosférica* es la presión ejercida contra una superficie por las moléculas del aire, en constante vuelo a través del espacio. Esta es la "definición dinámica" de la presión, basada en la teoría cinética de los gases.

La misma *presión* puede ser definida, también, como el peso de la columna de aire que reposa sobre una determinada superficie. Ésta es la "definición hidrostática" de la presión.

Esta segunda definición se basa en la suposición de que el aire fuese un líquido, o sea que sus moléculas se tocasen, o por lo menos que hubiera contacto entre las esferas dentro de las cuales realizan su movimiento. Sabemos ya que esto no es cierto. Las moléculas del aire sólo ocupan la 1:400ª parte, o sea una sesenta y cuatro millonésima del espacio. Entre ellas existe, pues, un inmenso vacío.

A pesar de su falta de precisión, la definición hidrostática de la presión es correcta, siempre que se considere un cilindro de aire de sección grande, porque

en este caso, el peso de los cuerpos que flotan en el aire —gotas de agua, granos de hielo, nieve, aves y aeronaues—, debido al movimiento molecular del aire, se reparte en forma de una campana sobre una superficie extensa, y no afecta la indicación de nuestros aparatos de medición. El peso de un avión de 3000 kg., que vuela a 500 m de altura, por ejemplo, se distribuye sobre una superficie circular de un radio de 700 m. El aumento de la presión debajo del avión mismo llega sólo a 2 gr/m², equivalente al peso de una columna de mercurio de 0,144 μ de altura, que, desde luego, no puede ser comprobado (fig. 10).

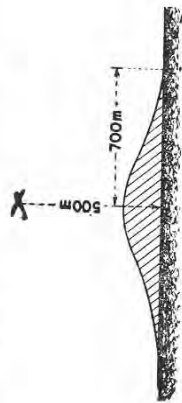


FIG. 10. — Distribución del peso de un avión en vuelo sobre la superficie de la Tierra.

El aparato clásico con que se mide la presión atmosférica se llama *barómetro* (fig. 11). Puede ser comparado con una balanza, en la cual sobre uno de los platillos presiona el aire, y sobre el otro, de igual sección, una columna de mercurio. Cuando el fiel de la balanza está vertical, la presión que ejerce el peso de la columna de mercurio es igual a la presión ejercida por el aire. La magnitud de la presión atmosférica puede ser expresada, por consiguiente, por medio de la altura (b) de la columna de mercurio, cuyo peso la equilibra.

La misma presión puede ser expresada, también, y con mayor corrección, por el **peso** (P) de la columna de mercurio que la equilibra.

Actualmente, los servicios meteorológicos no expresan ya la altura de la columna de mercurio en *milímetros* (mm Hg), o sea en milésimos de "metro", sino en milésimos de una "barra" de 750 mm de longitud, llamados *milibares* (mb). Resulta así que:

$$\begin{aligned} 1 \text{ milibar} &= 3/4 \text{ de milímetro,} \\ 1 \text{ milímetro} &= 4/3 \text{ de milibar.} \end{aligned}$$

La presión atmosférica al nivel del mar y en la latitud de 45°, la llamada "presión normal", es, según como se expresa:

$$\begin{aligned} b_0 &= 760.00 \text{ mm Hg,} \\ p_0 &= 1013.25 \text{ mb o din/cm}^2, \\ P_0 &= 1033.2 \text{ gr/cm}^2. \end{aligned}$$

NOTA: De la medición de la presión atmosférica nos ocuparemos detalladamente más adelante, en el capítulo V, A: Barometría.

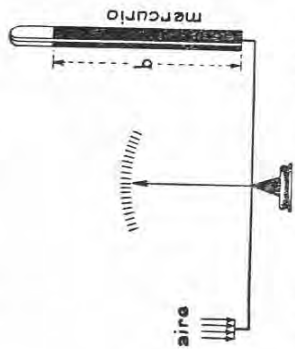


FIG. 11. — El barómetro funciona como una balanza. En un platillo presiona el aire; en el otro, el peso de la columna de mercurio. Las dos presiones son iguales.

23. Temperatura del aire. Termómetros. — Si calentamos el aire encerrado en un recipiente, aumenta la presión que ejerce sobre las paredes de éste. Como ni la masa ni el número de las moléculas encerradas ha podido cambiar, forzoso es suponer que ha aumentado la velocidad de su movimiento molecular. La *temperatura* que medimos depende, pues, de la intensidad del movimiento molecular. Sentimos el aire tanto más caliente, cuanto mayor es la velocidad con que se mueven sus moléculas.

Cuanto más intenso es el movimiento molecular de un cuerpo, mayor es el espacio que ocupa: el cuerpo se dilata. Toda dilatación puede ser considerada, por consiguiente, como indicio de un cambio en el estado térmico del cuerpo, o sea en su temperatura.

El aparato con que se mide la temperatura del aire se llama *termómetro*. Consta de un pequeño recipiente de vidrio, lleno de mercurio, que se comunica con un tubo capilar. Como la dilatación del mercurio es considerablemente mayor que la dilatación del vidrio, el mercurio sube por el tubo capilar cuando ha aumentado la temperatura, y baja cuando ha disminuido. El extremo del hilo de mercurio que llena el capilar señala, de este modo, la temperatura reinante.

La *escala* en que se expresa la temperatura es, hoy día, entre nosotros, la *escala Celsius*. Sus puntos de referencia son: 0° para la temperatura de hielo en estado de fusión, y 100° para la temperatura del agua en estado de ebullición.

Al disminuir la velocidad del movimiento molecular del aire, también disminuye, como hemos dicho, su temperatura. Si cesara por completo este movimiento, las moléculas de aire, cual arena finísima y pesadísima, cubrirían la Tierra; no habría más atmósfera ni temperatura. El hilo de mercurio de nuestro termómetro estaría contraído al extremo, indicando, pues, la temperatura mínima absoluta.

Desde este estado térmico conviene iniciar la medición de la temperatura del aire, si queremos que ella sea fiel reflejo de su movimiento molecular.

Un termómetro común, con escala Celsius, en el momento de cesar el movimiento molecular del aire, indicaría la temperatura de 273°16 bajo cero. Principiando a medir la temperatura desde este estado, se obtiene la llamada "temperatura absoluta" del aire. La *temperatura absoluta* es, por consiguiente, la temperatura indicada por un *termómetro común*, aumentada en 273°16. Esta temperatura crece con el cuadrado de la velocidad del movimiento molecular (figs. 12 y 13).

Designando con t la temperatura en grados Celsius, con T la temperatura absoluta, y con v la velocidad de movimiento molecular, resulta

$$\begin{aligned} T &= 273.16 + t & T &= \frac{v^2}{861.6} \\ t &= T - 273.16 & v &= 29.35 \sqrt{T} \end{aligned}$$

NOTA. — Para más detalles véase el capítulo II, A: Medición de la temperatura.

24. Compresión del aire. Ley de Boyle-Mariotte. — Comprimiendo una determinada masa de aire, su *volumen disminuye*. Si la temperatura no varía durante el experimento, notamos, además, que tanto la densidad del aire como la presión que el mismo ejerce ha aumentado, debido a que las moléculas del aire disponen de menos espacio que antes, y porque el número de moléculas que golpean contra una determinada superficie es ahora mayor.

La relación entre el volumen, la presión y la densidad que suce-

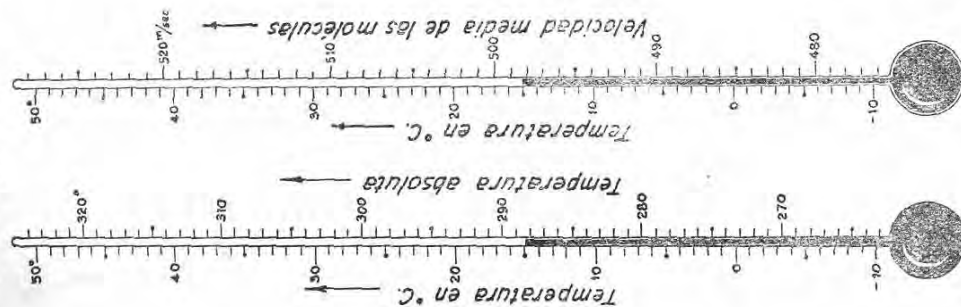


FIG. 12. — Termómetro con escala Celsius y escala absoluta.

FIG. 13. — Temperatura del aire, expresada por medio de su movimiento molecular.

sivamente adquiere una masa aérea, está expresada por la *Ley de Boyle-Mariotte*, que dice: el volumen de un gas es inversamente proporcional a su presión y a su densidad. Cuanto mayor es la presión, mayor es su densidad y menor su volumen (fig. 14).

Designando con V_0 y V dos volúmenes de aire, con p_0 y p las presiones, y con δ_0 y δ las densidades correspondientes, la relación mencionada está expresada por las siguientes fórmulas:

$$V_0 \cdot V = p \cdot p_0 = \delta \cdot \delta_0$$

$$V_0 \cdot p_0 = V \cdot p = \text{constante,}$$

$$V_0 \cdot \delta_0 = V \cdot \delta = \text{constante.}$$

De la primera ecuación se deduce que

$$\delta = \frac{\delta_0}{p} \cdot p = \text{const. } p,$$

que dice que la densidad del aire es proporcional a la presión bajo la cual se encuentra.

Las regiones de "alta presión" atmosférica son, al mismo tiempo, lugares en que la densidad del aire es "elevada". El aire "denso" trata de desparramarse por la superficie de la Tierra. Las regiones de "alta presión" son, por esta razón, los "centros" desde los cuales emanan los vientos.

25. Dilatación térmica del aire. Ley de Gay-Lussac. — Si calentamos una masa de aire encerrada en un recipiente, aumentamos la velocidad de su movimiento molecular. Sus moléculas poseen ahora mayor energía cinética, por lo cual presionan con más fuerza las paredes del recipiente. Si alguna de las paredes no resiste este aumento de presión, *el aire se dilata*, es decir, ocupa mayor espacio que antes.

El aire aumenta de volumen cuando es calentado, siempre que no varíe la presión bajo la cual se encuentra. Cuando aumenta de volumen, sus moléculas tienen mayor espacio a su disposición; su densidad disminuye. Por esto la densidad del aire es inversamente proporcional a su temperatura absoluta. A mayor temperatura corresponde menor densidad; a menor temperatura, mayor densidad. La dilatación producida es proporcional al aumento de la temperatura; su contracción, a la disminución de ella. De este modo, el

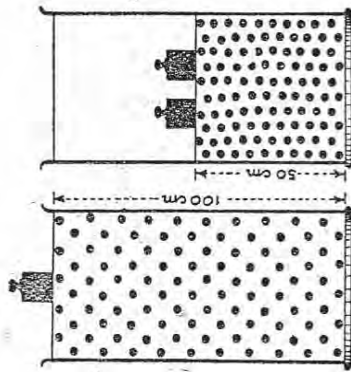


Fig. 14. — Consecuencias de la compresión del aire. Representación de la Ley de Boyle-Mariotte.

volumen que ocupa el aire es proporcional a su temperatura absoluta (fig. 15).

Si durante el calentamiento el aire se encuentra encerrado en un recipiente de "volumen invariable", constante, el incremento de la velocidad de su movimiento molecular produce un *aumento* en su presión; y a la inversa, durante el enfriamiento, la reducción de la velocidad origina una *disminución* de la misma.

Estas relaciones están expresadas por la *Ley de Gay-Lussac*.

NOTA: Las leyes de Boyle-Mariotte y Gay-Lussac rigen los sucesivos cambios que experimentan las masas aéreas en su temperatura y presión. Más adelante, al tratar la "Densidad del Aire", expresaremos sus efectos en una sola fórmula. (Véase pág. 242 y sig.).

Empleando las designaciones anteriores, tenemos:

$$V = V_0 + V_0 \alpha t = V_0 (1 + \alpha t)$$

$$p = p_0 + p_0 \alpha t = p_0 (1 + \alpha t)$$

$$\delta = \delta_0 - \delta_0 \alpha t = \delta_0 (1 - \alpha t)$$

donde α significa el "coeficiente de dilatación" del aire, y cuyo valor numérico es $= 1:273.16 = 0.003660$.

Recordando que la temperatura absoluta $T = 273 + t$, estas ecuaciones pueden escribirse también en la forma:

$$V = \frac{V_0}{T_0} \cdot T = c_1 \cdot T$$

$$p = \frac{p_0}{T_0} \cdot T = c_2 \cdot T$$

$$\delta = \frac{\delta_0}{T_0} \cdot T_0 = \frac{c_3}{T}$$

La primera ecuación expresa que si la presión es constante, el volumen que ocupa el aire es proporcional a su temperatura absoluta. La segunda ecuación expresa que si el volumen del aire no varía, la presión que éste ejerce es proporcional a su temperatura absoluta. La tercera ecuación, a su vez, dice que mientras la presión no varía, la densidad del aire es inversamente proporcional a su temperatura absoluta.

La dilatación del aire, por calentamiento, tiene mucha importancia en la Meteorología. Así, si durante el día la temperatura de una columna de aire de 1000 m de altura aumenta 27.3° , entonces, debido a la dilatación producida, la altura de la misma aumenta 100 m. El barómetro, que a 1000 m de altura soportaba antes una presión p , ahora tiene que soportar una presión mayor, $p + dp$, donde dp significa el "diminuto aumento de presión" producido por el peso del aire que sobrepasó el plano límite. Esta

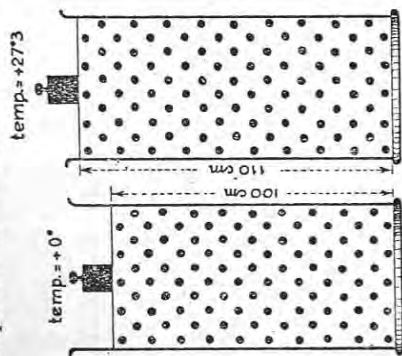


Fig. 15. — Consecuencias del calentamiento del aire. Representación de la Ley de Gay-Lussac.

mayor presión en la altura origina un desparramamiento del aire en todas direcciones. De esta manera se inician los vientos (fig. 16).

26. Comportamiento efectivo

del aire. Ley de Poisson.—La temperatura de una masa de aire es mayor al final de una compresión que al principio. A la inversa, cuando una masa de aire se dilata, su temperatura es más baja al terminar la dilatación que al iniciarse. Suponemos, naturalmente, que durante el experimento la masa de aire no ha perdido ni ha ganado calor, o sea que el proceso ha sido "adiabático", es decir, no influenciado por calor exterior.

Esta particularidad se debe a que las moléculas de aire son cuerpitos elásticos, que al chocar contra un "obstáculo fijo" sólo son reflejadas, sin modificar su velocidad. Pero, si chocan contra un "obstáculo móvil" que se aproxima a ellas—caso de la compresión—, rebotan con una velocidad mayor que la que tenían, porque durante el brevísimo contacto con el móvil, las moléculas adquieren un impulso; su velocidad aumenta, como lo prueba el aumento de la temperatura del aire. A la inversa, si chocan contra un obstáculo que se aleja de ellas—caso de la dilatación—, pierden impulso, por lo que rebotan con una velocidad menor, lo que se manifiesta como un descenso de la temperatura. Este comportamiento de los gases lo expresa la *Ley de Poisson*.

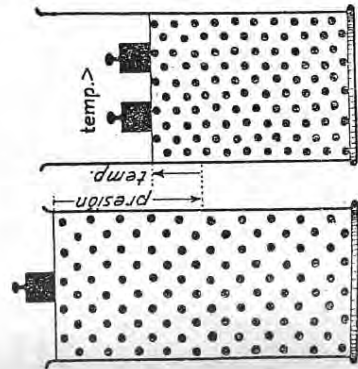


FIG. 17. — El aire presionado se calienta también; por esto, su volumen es mayor y su densidad menor de lo que corresponde. Representación de la Ley de Poisson.

Esta compresión. Lo contrario sucede cuando disminuye la pre-

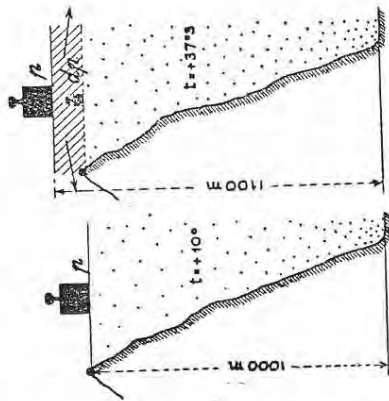


FIG. 16. — El calentamiento del aire origina una dilatación; ésta, un aumento de presión y un derrame de aire en la altura.

sión. En este caso, su volumen es menor que el que debería tener (fig. 17).

Si

$$\begin{aligned} c_p &= \text{calor específico del aire a presión constante,} \\ c_v &= \text{calor específico del aire a volumen constante,} \\ k &= c_p : c_v = 1.41, \end{aligned}$$

la Ley de Poisson dice que

$$\begin{aligned} T \cdot V^{k-1} &= \text{constante,} \\ p \cdot V^k &= p_0 \cdot V_0^k = \text{constante.} \end{aligned}$$

Como se ve, la Ley de Boyle-Mariotte, que expresa que $p \cdot V = \text{constante}$, es sólo un caso particular de la Ley de Poisson; caso durante el cual la temperatura del aire comprimido queda invariable, o sea cuando se trata de un proceso "isotérmico".

27. Independencia de los gases entre sí. Ley de Dalton.—En condiciones físicas normales, las moléculas del aire ocupan sólo $1:400^{\text{os}} = 1:64\,000\,000$ parte del espacio. Por esta razón, si en el mismo espacio se introduce una cierta cantidad de moléculas de otro gas, éstas no afectan la presencia de las moléculas de aire; ni la disposición, ni el comportamiento de ellas experimenta variación alguna. La Ley de Dalton expresa esta relación en la siguiente forma: cada gas se comporta como si ocupara él solo el espacio; o, dicho de otra manera: los gases que componen el aire tienen un comportamiento independiente entre sí.

Esta Ley nos permite analizar el comportamiento del vapor de agua que hay en el aire, independientemente de los demás gases, ventaja que concuerda bien con el importante papel que desempeña en la mayoría de los fenómenos atmosféricos.

28. Ley de Avogadro.—Mucha importancia tiene en los procesos atmosféricos la Ley de Avogadro, formulada ya el año 1811, que expresa que, cualquiera sea el gas de que se trate, en iguales volúmenes, supuesto iguales también las temperaturas y las presiones, el número de las moléculas es igual.

Este número es, en condiciones físicas normales—temperatura 0°C y presión 760 mm de Hg—,

$$N = 27,06 \cdot 10^{18}$$

Cuando en algún lugar se evapora agua, en el primer momento, conforme a la Ley de Boyle-Mariotte, la presión atmosférica aumenta. Pero, debido a este incremento de presión, el aire se dilata. Terminado este proceso, en un mismo volumen, por ejemplo 1 m^3 , muchas moléculas de aire, cuyo peso molecular es 29, han sido reemplazadas por moléculas de agua, de peso molecular 18 solamente. La consecuencia es un "aligeramiento" del aire. En efecto, el aire húmedo es más liviano que el aire seco.

Un gas que se comporta conforme a las Leyes de Boyle-Mariotte, Gay-Lussac y Poisson, se llama gas ideal. El aire seco, y aun el aire húmedo que no ha alcanzado todavía su "grado de saturación", cumple esta condición mejor que cualquier otro gas. El aire es un gas ideal por excelencia.

Sin embargo, cuando el aire está "sobresaturado" de vapor de agua, pierde esta característica. Su comportamiento es, entonces, distinto y notablemente más complicado.

1 Partícula es un Conjunto de 5 Moléculas de Agua.

D) COMPORTAMIENTO FÍSICO DEL AIRE HÚMEDO

(El aire como gas real)

29. El vapor de agua. — El aire contiene siempre, aun en los casos en que su temperatura es muy baja, una determinada cantidad de agua, invisible para nuestra vista y los microscopios. Si esta cantidad es relativamente pequeña, decimos que el aire "está seco", y si es grande, que "está húmedo". La mayor o menor cantidad de agua invisible que existe en el espacio determina, así, el grado de humedad del aire.

Esta agua invisible está formada por pequeñas partículas de este líquido, llamadas *vapor de agua*. El comportamiento particular del agua nos induce a suponer¹ que esas partículas son conjuntos de cinco o moléculas de agua, de manera que cuando el agua se evapora, se dispersan en el espacio asociaciones de cinco moléculas. Por consiguiente, el *vapor de agua* es, como los demás componentes del aire, un gas, formado por conjuntos de cinco moléculas de agua.

Con esta interpretación, se explican varias particularidades del agua.

La fuerza de cohesión de un líquido formado por conjuntos de cinco moléculas es, lógicamente, mayor que la de otro líquido formado por moléculas simples. En consecuencia, es necesaria más fuerza, es decir, más calor, para intensificar su movimiento molecular. El elevado "calor específico" que tiene el agua —el más elevado que se conoce—, la lentitud de su evaporación, el elevado valor de su "calor de vaporización" —aproximadamente 600 cal/cm²—, lo mismo que su considerable "calor de fusión" —unas 80 cal/cm²—, se explican con esta interpretación. La característica tan particular del agua, de que adquiere su "máxima densidad" ya a 4°C, o sea antes de que alcance su "temperatura de congelación", la podemos interpretar "como si" a esta temperatura se iniciara ya el nuevo acomodo de sus moléculas, aflojándose los conjuntos existentes, y agrandándose, en consecuencia, su volumen, para luego, cuando la temperatura haya descendido bajo 0°, ocupar el lugar definitivo que en el nuevo estado sólido, cristalino, les corresponde. Este debi-

¹ Véase JUAN JASICH, *La constitución del vapor de agua y su distribución en el espacio*. Revista Meteorológica, Montevideo, tomo II, 1943, p. 15.

litamiento de la cohesión de los conjuntos moleculares y su nuevo ordenamiento en sistema hexagonal es tanto más retardado —o, lo que es igual, se efectúa a una temperatura tanto más baja—, cuanto mayor es la presión bajo la cual se encuentra el agua. En el fondo de los océanos, el agua se encuentra todavía en estado líquido a una temperatura de -3°C, debido a la gran presión que soporta.

Las características moleculares del vapor de agua son las siguientes:

Número de moléculas	5
Peso molecular de la partícula	90
Masa de una partícula	148.5.10 ⁻²⁴ g
Diámetro de una partícula	5.6.10 ⁻⁸ cm
Número de partículas en 1 g	67.3.10 ²⁰
Velocidad media a 0°C	275 m/sec
Velocidad media a + 15°C	282 "
Puede elevarse, debido a su velocidad, a ..	4.1 km
Se reduce a la mitad cada	1.77 "

30. Humedad absoluta y humedad específica. — Las partículas de vapor de agua poseen masa y, por consiguiente, pesan. Cuanto más vapor de agua hay en el aire, mayor es el peso de éste. Este peso puede ser empleado, con ventaja, para la expresión del grado de humedad reinante.

Llámanse *humedad absoluta* a la cantidad de vapor de agua, expresada en gramos, dispersa en un metro cúbico de aire.

$$\text{HUMEDAD ABSOLUTA} = \frac{\text{PESO DEL VAPOR DE AGUA}}{\text{VOLUMEN DEL AIRE}}$$

La "humedad absoluta" no define el grado de humedad con la precisión necesaria, porque el volumen que ocupa una masa aérea depende de su temperatura y de la presión. Más exacto es el concepto de "humedad específica".

Humedad específica es la cantidad de vapor de agua, expresada en gramos, que hay en un kilogramo de aire.

$$\text{HUMEDAD ESPECÍFICA} = \frac{\text{PESO DEL VAPOR DE AGUA}}{\text{PESO DEL AIRE}}$$

La "humedad específica" es útil en la identificación de las masas aéreas y en el análisis y pronóstico del tiempo.

31. Presión del vapor de agua. — Como las partículas de vapor de agua tienen peso, y se desplazan con una velocidad elevada, necesariamente ejercen "presión" sobre los obstáculos que se les oponen. Esta presión, como la del aire, puede medirse con la altura de la columna de mercurio, cuyo peso la equilibra.

de agua no aumenta más. La Ley de Boyle-Mariotte no tiene más validez para el mismo. El aire sobresaturado se comporta como un gas real (fig. 18).

Para comprender este comportamiento tan particular del aire sobresaturado, consideremos un ejemplo de la vida diaria. Estamos cavando una gran fosa; cuantos más obreros empleemos, más rápido progresa el trabajo. Pero no nos conviene exagerar el número de operarios, porque se estorbarían mutuamente y el trabajo no se aceleraría. Hay en la ejecución del trabajo una velocidad máxima, que no puede ser superada, cualquiera sea el número de obreros empleados.

Aplicando este ejemplo a nuestro experimento, el estancamiento de la presión que alcanza el vapor de agua introducido en el espacio tiene ya una explicación sencilla. Mientras la can-

tidad de partículas de vapor de agua no es excesiva, su movimiento molecular no es afectado, por lo que la presión que ejercen es proporcional a su número. Si la cantidad de vapor de agua aumenta, este número puede llegar a ser tan elevado, que las partículas se estorben en el movimiento; fenómeno que se manifiesta en la disminución de la velocidad de su vuelo. El incremento en la presión, por aumento del número de las partículas, queda neutralizado, en este caso, por la disminución en su velocidad. La presión ha alcanzado su límite máximo.

De lo dicho se deduce también que, cuanto mayor cantidad de vapor de agua hay en el aire saturado, menor es la velocidad media de su movimiento molecular; fenómeno de suma importancia para la condensación del vapor de agua, como veremos más adelante.

32. Saturación a distintas temperaturas.—El vapor de agua y el aire tienen siempre la misma temperatura. Por esto, si aumenta la temperatura del aire —o sea la velocidad de su movimiento molecular—, aumenta también la velocidad de las partículas de vapor de agua y, como es lógico, la presión que estas partículas ejercen. Para que quede afectado el movimiento del vapor de agua en este nuevo ambiente, se necesita mayor cantidad de partículas que antes. Dicho de otra manera: la cantidad de vapor de agua requerida para la saturación aumenta con la temperatura.

Si relacionamos este fenómeno con el ejemplo de la excavación de una fosa, diríamos: cuanto más listos sean los obreros, más tardará en resentirse el rendi-

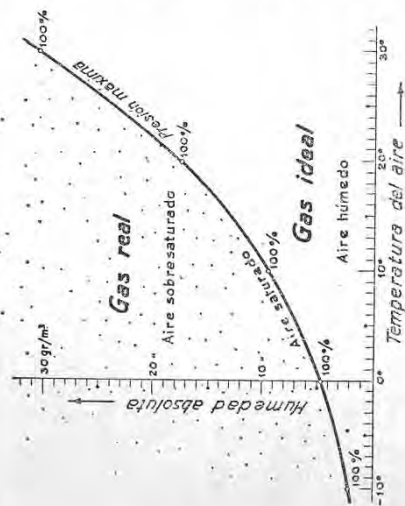


Fig. 18.—La cantidad de vapor de agua que hay en el aire; esto determina su comportamiento físico como "gas ideal" o como "gas real".

Llamamos *presión del vapor de agua*, a la presión ejercida por las partículas de vapor de agua en su movimiento en el espacio. La "presión del vapor de agua" se suma a la presión ejercida por el aire seco, o sea por las moléculas de los gases que componen el aire.

Además del concepto "de presión del vapor de agua", es importante, en Meteorología, el concepto de *presión máxima*, que puede ejercer el vapor de agua.

PRESIÓN MÁXIMA

Supongamos un recipiente cuyo volumen sea exactamente 1 m³, y que el aire que lo llena sea completamente seco. El aire tendrá una cierta temperatura y, por consiguiente, sus moléculas ejercerán una determinada presión. Cuidemos que durante el experimento se mantenga esta temperatura y, por lo tanto, también la presión. Introduzcamos ahora vapor de agua en este recipiente, haciendo evaporar porciones de 1 cm³, o sea 1 gramo de agua cada vez. Difundido uniformemente en el espacio el vapor de agua, la presión que observamos habrá aumentado, debido a la presión que ejercen las partículas del vapor de agua introducido. El aumento es proporcional a la cantidad de agua evaporada —aproximadamente 1 mm Hg por cada centímetro cúbico—, de acuerdo con la Ley de Boyle-Mariotte, según la cual la presión ejercida por el vapor de agua es proporcional a su densidad, la que, a su vez, depende de la cantidad de vapor de agua introducido en el recipiente.

Pero si proseguimos este experimento, notaremos que, después de haber introducido una determinada cantidad de vapor de agua en el recipiente, la presión no aumenta más. Esta presión límite se llama *presión máxima*. Cuando en el recipiente exista tal cantidad de vapor de agua que la presión ejercida por el mismo es ya la máxima presión posible, decimos que el aire está "saturado" de vapor de agua. Naturalmente, podemos continuar con la introducción de vapor de agua. En este caso, el aire contendrá más vapor de agua que el necesario para su saturación. Decimos, en este caso, que el aire está "sobresaturado" de vapor de agua.

Llamamos *presión máxima del vapor de agua* a la presión límite que puede ejercer el vapor de agua existente en el espacio, a una temperatura dada. Esta presión, igual que la atmosférica, puede ser medida con la altura de la columna de mercurio, cuyo peso la equilibra.

La cantidad de vapor de agua que hay en el aire, o sea la humedad absoluta, la designaremos con q gr/m³; la presión que el mismo ejerce, con e mm Hg; la cantidad de vapor de agua necesaria para su saturación, con Q gr/m³, y la máxima presión, alcanzada al mismo tiempo, con E mm Hg. Como se desprende del experimento descrito, q y e son variables; y Q y E , constantes para la misma temperatura. Además, e es siempre inferior a E ; mientras que q puede ser mayor o menor que Q . La causa es sencilla. La cantidad de vapor de agua que puede haber en el aire es prácticamente ilimitada, pero la presión que ejerce es restringida.

Hasta tanto el aire no está saturado de vapor de agua, la presión ejercida por éste es proporcional a su densidad, o sea a la humedad absoluta, de acuerdo con la Ley de Boyle-Mariotte. El aire húmedo se comporta todavía como un gas ideal. Pero al alcanzar su grado de saturación, la presión ejercida por el vapor

imiento de su trabajo; o sea que mayor puede ser el número de los obreros ocupados, con provecho para el adelanto de la obra.

La tabilla siguiente ilustra sobre la cantidad de vapor de agua (Q) requerida para la saturación en distintas temperaturas, como asimismo sobre la máxima presión (E) que éste puede ejercer.

t	T	Q	E
60°	213°	0.019 gr/m^3	0.014 mm Hg
50	223	0.06	0.05
40	233	0.17	0.14
30	243	0.44	0.37
20	253	1.06	0.93
10	263	2.35	2.14
0	273	4.86	4.58
10	283	9.41	9.21
20	293	17.32	17.54
30	303	30.35	31.82
40	313	51.08	55.32
50	323	82.77	92.51
60	333	129.8	149.4
100	373	588	760.0

Estos valores se encuentran representados también en las figuras 19 y 20, respectivamente.

La cantidad de vapor de agua que hay en 1 m^3 se puede calcular por la presión que el mismo ejerce, por las fórmulas:

$$q = 289 \frac{e}{T} \text{ gr/m}^3 \text{ para el aire húmedo,}$$

$$Q = 289 \frac{E}{T} \text{ gr/m}^3 \text{ para el aire saturado.}$$

Como se ve, a los $16^{\circ}\text{C} = 289^{\circ}$ absolutos, la cantidad de vapor de agua necesaria para la saturación, expresada en gr/m^3 , es numéricamente igual a la presión máxima ejercida por el mismo, y expresada en mm Hg. Los valores de Q y de E son, por consiguiente, en temperaturas ordinarias, aproximadamente iguales. En consecuencia, la figura 18, que representa la humedad absoluta, necesaria para la saturación en las distintas temperaturas, ilustra también sobre la máxima presión que puede haber al mismo tiempo.

La presión del vapor de agua que figura a temperaturas inferiores a 0° , sólo se verifica en presencia de agua en estado de sobrefusión. Sobre el hielo, la presión producida es menor.

33. Humedad relativa.—No siempre existe en el aire la cantidad de vapor de agua necesaria para su saturación, y mucho menos todavía la cantidad capaz de producir una sobresaturación. Esto, sin embargo, nada modifica la posición del vapor de agua como elemento meteorológico de primer orden.

Llamamos *humedad relativa* a la relación entre la cantidad de vapor de agua que *hay* en el aire y la cantidad que *debería haber* para que estuviese saturado. Por comodidad, esta relación suele expresarse en porcentajes, multiplicándosela por 100.

Designando con q la cantidad de vapor de agua existente en el aire, y con Q la cantidad necesaria para su saturación, la humedad relativa, en porcentajes, $h\%$, se calcula por la fórmula:

$$h\% = 100 \frac{q}{Q}$$

La *humedad relativa* puede ser definida también, y ésta es la manera más usual, como la relación entre la presión que ejerce el vapor de agua que *hay* en el aire y la presión máxima que *podría haber* a la misma temperatura.

Designando con e la presión del vapor de agua existente, y con E la presión máxima posible a la misma temperatura, la humedad relativa, en porcentajes, $h\%$, se calcula por la fórmula

$$h\% = 100 \frac{e}{E}$$

La humedad relativa es tanto menor cuanto más seco está el aire, y tanto mayor cuanto más húmedo está. El aire saturado tiene una humedad relativa de 100% ; el aire sobresaturado, mayor todavía. Es posible, y probable también, que a grandes alturas, donde la temperatura del aire es muy baja, se produzcan accidentalmente sobresaturaciones de 400% , y a veces hasta de 800% .

34. Los procesos de condensación y evaporación.—Como hemos visto antes, cuanto mayor es la cantidad de vapor de agua que hay en el aire sobresaturado, menor es su movimiento molecular. El "exceso" de vapor de agua con respecto a la cantidad necesaria para la saturación resulta, de este modo, un simple estorbo, que la Naturaleza trata de eliminar. La eliminación se hace por el proceso de condensación del vapor de agua.

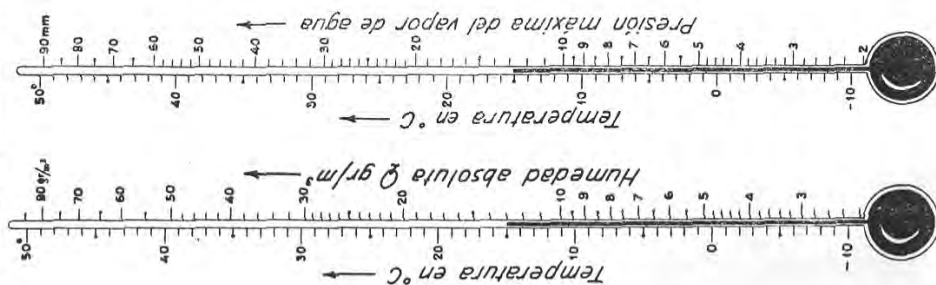


FIG. 19. — Cantidad de vapor de agua necesario para la saturación en distintas temperaturas.

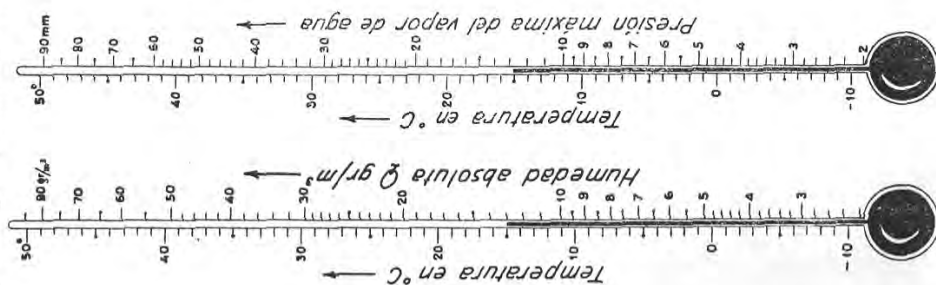


FIG. 20. — Presión máxima que puede alcanzar el vapor de agua a distintas temperaturas.

La velocidad del movimiento molecular del vapor de agua no es uniforme. Muchas partículas se mueven con velocidad superior a la media; otras, con velocidad inferior. Si existe un exceso de vapor de agua, estas partículas, poseídas de pequeña velocidad, son las que pueden ser eliminadas. Los instrumentos de que se vale la Naturaleza para su captación son las partículas sólidas y las gotitas de agua ya formadas que hay en el espacio.

Lo contrario sucede cuando el aire **no** está saturado de vapor de agua. En este caso puede sostener más vapor de lo que hay en el espacio, sin que se resienta su movimiento molecular. La cantidad que falta todavía para el grado de saturación es despegada de las gotitas de agua existentes. Esta separación del vapor de agua de conjuntos mayores, se llama *evaporación*.

Para que haya condensación, el aire tiene que estar sobresaturado de vapor de agua; la humedad relativa tiene que ser *mayor* de 100 %.

Para que haya evaporación, el aire no puede estar saturado; su humedad relativa tiene que ser *menor* de 100 %.

En caso de que el aire esté saturado de vapor de agua, o sea cuando la humedad relativa es 100 %, la intensidad de evaporación es igual a la intensidad de condensación. Los dos procesos se equilibran: las gotitas de agua no cambian de tamaño.

NOTA: Dada la importancia de estos procesos para un elevado número de fenómenos atmosféricos, son desarrollados detenidamente en el capítulo III.B.

35. Consecuencias térmicas de la evaporación y de la condensación.

— Si para evaporar agua se necesita calor, es lógico esperar que, a la inversa, cuando se condense vapor de agua, se libere calor. Los procesos de evaporación y de condensación deben estar acompañados, por esta razón, de fenómenos térmicos de consideración. En efecto:

Para *evaporar* una gotita de agua, es necesario, ante todo, separar de ella las partículas de vapor de agua de que está formada, y luego ponerlas en movimiento rectilíneo, de manera que su velocidad media sea de 282 m/sec en una temperatura de $\pm 15^{\circ}\text{C}$. Estas dos operaciones exigen un trabajo que requiere fuerza. Ésta, en este caso, sólo puede ser extraída de la energía cinética del movimiento molecular del aire mismo. Como el número de moléculas del aire no cambia, la disminución de su energía cinética debe ser resultado de una reducción de la velocidad de su movimiento. Pero si la velocidad del movimiento molecular disminuye, el termómetro acusa una temperatura más baja. Como se ve, la evaporación de las nubes, neblinas y demás productos de la condensación, como también del agua que se encuentra en la superficie de la Tierra, se efectúa a cuenta de la temperatura del aire.

Esta disminución de temperatura puede expresarse también en otra forma.

Antes de la evaporación de las gotitas de agua, las moléculas de aire tenían una determinada velocidad media, y conforme a esta velocidad, el termómetro indicaba una cierta temperatura. Después de su evaporación, existían más partículas de vapor de agua en el aire que antes, y menos moléculas de aire propiamente dicho, ya que muchas de ellas habían sido desalojadas por el vapor de agua. Éste es el caso cuando el aire puede dilatarse libremente, de manera que la presión no se altera. Pero debido a su gran masa, las partículas de vapor de agua tienen pequeña velocidad, por lo que el promedio de la velocidad del movimiento molecular del aire, incluyendo en él también al vapor de agua, es ahora menor. La temperatura del aire ha bajado.

De mucha importancia para los fenómenos atmosféricos es la evaporación del agua de los ríos, lagos y mares, inclusive la evaporación, frecuentemente elevadísima, que efectúa la cubierta vegetal de la Tierra. La fuerza que realiza este trabajo es el *calor solar*.

En la *condensación* del vapor de agua sucede lo contrario. Si las partículas de vapor de agua que tienen pequeña velocidad —y que, por consiguiente, sólo estorban el movimiento molecular del aire— son eliminadas, la velocidad media del movimiento de las moléculas del aire, inclusive de las partículas del vapor de agua restante, es mayor. Esta intensificación aparente del movimiento se manifiesta como un aumento de la temperatura del aire. La condensación del vapor de agua, y, como consecuencia de ello, la formación de las nubes y neblinas, calienta el aire.

La cantidad de calor que insume el proceso de evaporación puede determinarse experimentalmente. Llamando *caloría* a la cantidad de calor capaz de elevar la temperatura de un gramo de agua en un grado, se observa que para evaporar 1 cm³, o sea 1 gr de agua, se necesitan aproximadamente 600 calorías. Esta cantidad de energía se denomina *calor de vaporización*.

Si para evaporar agua se necesita calor, cuando el vapor de agua es condensado debe liberarse calor. En efecto, si la cantidad de vapor de agua condensado en forma de agua es igual a 1 cm³, o sea 1 gr, el calor libertado es aproximadamente de 600 calorías. Llamamos a esta cantidad de energía *calor de condensación*.

El calor de vaporización y el calor de condensación son iguales. Sus valores numéricos dependen de la temperatura: si la temperatura aumenta, estos valores disminuyen. La dependencia de los dos elementos está expresada por las fórmulas:

$$C_1 = (598 - 0.65 t) \text{ cal/cm}^3$$

$$C_2 = (595 - 0.55 t) \text{ cal/gr.}$$

Con la última ecuación se obtiene

Para $t^{\circ} =$	-40°	-20°	0°	$+20^{\circ}$	$+40^{\circ}$	$+60^{\circ}$	$+100^{\circ}$
$C_2 =$	675	606	595	584	573	562	540 cal/gr.

Las relaciones descriptas explican muchos fenómenos meteorológicos y climáticos.

La condensación del vapor de agua calienta el aire; la evaporación lo enfría. Donde la condensación es intensa, se produce calor; donde la evaporación es intensa, se consume calor.

Cuando se condensa vapor de agua, se engendra calor; cuando se evapora agua, se gasta calor. Si este calor proviene del Sol, el calentamiento del aire se resiente.

Regiones donde se evapora agua, son relativamente frías; regiones donde se condensa el vapor de agua, relativamente calientes.

E) CARACTERÍSTICAS DEL AIRE EN LA ALTURA

36. Formación de nuestra atmósfera. — Si un arenal compuesto de granos de igual tamaño fuera bombardeado ininterrumpidamente, flotaría sobre él una nube de arena. La elevación de la arena la produciría la fuerza explosiva de las balas; su caída, la gravedad de la Tierra (fig. 21). La nube así formada tendría una determinada altura.

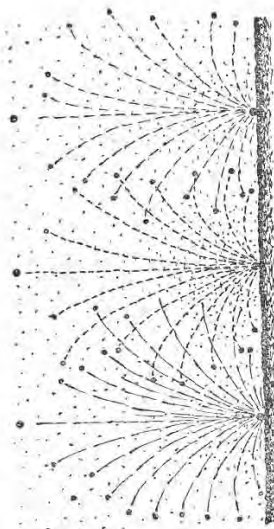


FIG. 21. — La formación de la atmósfera de la Tierra se meía un gigantesco "fuego artificial". El calor solar eleva las moléculas de aire; la fuerza de gravedad las atrae.

ra. Su mayor densidad se encontraría cerca del suelo. Si repitiésemos este experimento con arena más gruesa, notaríamos que la altura de la nube formada sería menor; y reiterándolo con arena más fina, mayor. Por fin, si empleásemos arena de desigual tamaño, veríamos que, dentro de la nube, la arena fina se elevaría más alto que la arena gruesa. Y si, por último, bombardeásemos el campo con balas más potentes, observaríamos, como es natural, una nube mayor.

Reemplazando mentalmente, en este experimento, los granos de arena por las moléculas de los distintos gases que forman el aire, y las balas explosivas por los corpúsculos de calor y de luz que nos vienen del Sol, la nube que se formaría sería una nube de moléculas del aire, o sea una verdadera atmósfera, tal como la que posee nuestra Tierra.

En este experimento nada cambia si, en lugar de atribuir a los corpúsculos de luz y de calor una fuerza explosiva, como lo acabamos de hacer, suponemos que estos corpúsculos son capaces de producir "algún cambio", en el estado del éter, capaz de influir en el movimiento de las moléculas del aire.

37. Factores que determinan la existencia de la atmósfera. — El calor que sentimos, y que indican nuestros termómetros, está íntimamente relacionado con la velocidad del movimiento molecular del aire. Si este movimiento cesara, las moléculas del aire caerían a tierra, y, cual arena finísima, cubrirían el suelo, mientras que nuestros termómetros acusarían una temperatura de -273°C , o sea el "cero absoluto".

Si suponemos ahora que, bajo la influencia del calor solar, esta arena finísima pudiera adquirir de repente una temperatura de $+15^{\circ}\text{C} = 288^{\circ}\text{A}$, la consecuencia inmediata sería que este "mar de moléculas" se pondría en movimiento. La velocidad media del movimiento sería de 498 m/sec. Con esta velocidad, las moléculas se elevarían del suelo y se alejarían de la Tierra, en un movimiento rectilíneo uniforme, en todas direcciones, dispersándose en el espacio infinito. Por supuesto, las moléculas livianas, poseídas de alta velocidad, se dispersarían más rápidamente que las moléculas pesadas.

Esta dispersión, sin embargo, no se produce, debido a la gravedad. La Tierra ejerce atracción sobre todos los cuerpos, aun sobre las moléculas del aire. La intensidad de esta atracción es proporcional a la masa de las moléculas. Las moléculas que se alejan de la Tierra deben vencer esta atracción que quiere retenerlas. En este esfuerzo, pierden energía cinética. Como la masa de las moléculas no puede cambiar, el esfuerzo se realiza a costa de su velocidad. La rapidez con que las moléculas se alejan de la Tierra se reduce, por consiguiente, progresivamente, hasta llegar a cero. Desde este momento, el movimiento se invierte y se transforma en una caída hacia la Tierra.

La existencia de nuestra atmósfera es, pues, el resultado de dos fuerzas: el calor solar y la fuerza de gravedad.

Si el calor solar no habría atmósfera. La Tierra estaría cubierta por una delgada, pero pesada y homogénea capa, formada por las moléculas del aire.

Si la gravedad, las moléculas del aire, animadas de velocidad por el calor solar, se alejarían de la Tierra y se dispersarían en el espacio infinito.

El calor solar trata de alejar las moléculas de aire de la Tierra; la fuerza de gravedad, de acercarlas.

Si no existiese calor solar, ni gravedad, se manifestaría nitidamente la fuerza centrífuga de la Tierra. Las moléculas del aire serían lanzadas al espacio con una velocidad de 465 m/sec en el ecuador. La misma suerte correría, a la larga, la demás materia. La Tierra se pulverizaría y se dispersaría en el espacio.

La fuerza de atracción que ejerce la Tierra es constante, pero es variable la cantidad de calor solar que llega a ella. Hubo épocas, en los lejanos albores de la

vida, en que el calor fué mayor que hoy, y vendrán épocas en que será menor que hoy. Pero su atmósfera se acomodará siempre a la cantidad de calor que le suministra el Sol.

Así como la Tierra tiene "su" atmósfera, los demás cuerpos celestes tienen la suya, con las particularidades que desivan de la temperatura que se registra en su superficie y de la fuerza de atracción que ejercen. En el Sol, por ejemplo, la gravedad es 28 veces mayor que en la superficie de la Tierra, a la par que la temperatura, en su superficie, es elevadísima, 6 000°, aproximadamente. La atmósfera del Sol es, por consiguiente, muy densa y, a la vez, muy alta. Es tal la intensidad del movimiento molecular en esta atmósfera, que hasta moléculas de metales pesados, como hierro, aluminio, calcio, sodio y otros, participan en su composición. Lo contrario sucede en nuestro satélite, la Luna. En ella, la gravedad es seis veces menor que en la Tierra. Además, el "día lunar" es largo, dura casi cuatro semanas; por consiguiente, la mitad expuesta al Sol se calienta mucho, y la opuesta se enfría mucho. Durante el tiempo de mayor calentamiento, la temperatura de su superficie probablemente supera los 100°C; durante la época de mayor enfriamiento, posiblemente se acerque a 0°A, o sea a -273°C. Tan grandes variaciones en la temperatura, asociadas a tan pequeña fuerza de gravedad, son factores desfavorables para que exista una atmósfera. Por eso la Luna ya no la tiene. La Luna es, según expresión del abate Moreaux, el "país del gran silencio, en el que las rocas se precipitan sin ruido por las faldas de las montañas; un mundo muerto, perfecta imagen de nuestra Tierra cuando hayan pasado, en el reloj del tiempo, millones y millones de años..."

38. Altura aproximada de la atmósfera. — Como altura aproximada de nuestra atmósfera podemos considerar la que alcanzarían las moléculas de los gases que la componen, en una ascensión vertical, iniciada con una velocidad determinada por la temperatura media de la Tierra, o sea + 15°C. Esta altura es igual al espacio que recorrería un cuerpo en caída, a través del vacío, hasta tanto su velocidad llegara a igualar la velocidad del movimiento molecular del aire que observamos en la superficie de la Tierra.

Designando con:

t = tiempo de caída,

g = aceleración de gravedad = 980,616 cm/sec².

v = velocidad final de la molécula,

A = espacio recorrido = altura alcanzada.

y recordando que

$$v = gt$$

$$A = \frac{1}{2} gt^2$$

resulta que

$$A = \frac{1}{2} \frac{v^2}{g}$$

Las alturas así obtenidas para las moléculas de los distintos gases, supuesta la temperatura + 15°C, son:

Aire	m = 29	$v = 498$ m/sec	$A = 12,7$ km
N ₂	= 28	= 507 "	= 13,1 "
O ₂	= 32	= 474 "	= 11,5 "
H ₂ O	= 18	= 632 "	= 20,3 "
5 (H ₂ O) ..	= 90	= 282 "	= 4,1 "
Ar	= 40	= 424 "	= 9,2 "
CO ₂	= 44	= 404 "	= 8,3 "
He	= 4	= 1340 "	= 91,6 "
H ₂	= 2	= 1888 "	= 181,8 "

El electrón tiene una masa de sólo $0,9033 \cdot 10^{-27}$ g, y un peso atómico de $1:1824,8 = 5,479 \cdot 10^{-4}$, por lo que su velocidad, a la temperatura de + 15°C, llega a 114 455 km/sec. Debido a su gran velocidad, los electrones pueden escapar del campo en que actúa la gravedad de la Tierra, pérdida que se compensa con la entrada de electrones emitidos por el Sol, en forma de radiación corpuscular.

La altura real de nuestra atmósfera es mayor que la obtenida por el cálculo anterior. Para llegar a un resultado más acorde con la realidad, debería tenerse en cuenta: 1) la disminución de la gravedad con la altura; 2) el aumento de la fuerza centrífuga con la altura, particularmente en la región ecuatorial; 3) el grado de ionización de la atmósfera, causante de la repulsión entre las moléculas del aire; y 4) la temperatura que reina en los distintos niveles y que, según opiniones autorizadas, en ciertas alturas alcanza valores elevados.

39. Características del aire en dependencia de la altura. — El continuo bombardeo del mar de moléculas que forma nuestra atmósfera por corpúsculos de calor que llegan del Sol, y el sencillo cálculo que acabamos de realizar, permiten puntualizar ya sus principales características, en dependencia de la altura.

a) cada gas que participa en la composición del aire, forma su propia atmósfera;

b) los gases livianos forman atmósferas altas; los gases pesados, atmósferas bajas;

c) cada una de las atmósferas es relativamente densa cerca de la superficie, y sutil en la altura;

d) en la cercanía del suelo predominan las moléculas de los gases pesados; en la altura, las moléculas de los gases livianos.

Si pudiéramos penetrar en nuestra atmósfera desde el exterior, notaríamos primero, en el límite de ella, la presencia de moléculas de hidrógeno, H₂. Más adelante se advertirían moléculas de helio, He, luego átomos de nitrógeno, N, y de oxígeno, O, y más abajo también moléculas biatómicas de estos elemen-

El físico inglés I. Perrin fué el primero que demostró que las leyes de la Química Coloidal pueden ser aplicadas a la deducción de las características de nuestra envoltura aérea. Sus experimentos consistían en dispersar pequeñas esferitas de gomagua en agua. Al observar el acomodo de las esferitas, notó que ellas forman una especie de "atmósfera", de densidad decreciente con la altura. Valiéndose de un microscopio potente, las contó en planos horizontales equidistantes, y obtuvo los siguientes resultados:

Diámetro de las esferitas	$= 1,4 \mu$	$0,4 \mu$
Equidistancia de los planos	$= 6 "$	$30 "$
Número de las esferitas en el 1er. plano	$= 1880$	100
" " " " 2º "	$= 910$	47
" " " " 3er. "	$= 530$	23
" " " " 4º "	$= 305$	12

Como se ve, el número de las partículas es, en cada plano nuevo, casi exactamente igual a la mitad del número anterior. La pequeña diferencia entre los valores observados y los calculados se explica por las dificultades inherentes al experimento, y por las dificultades para medir distancias muy pequeñas.

De este experimento se deduce también que para encontrar la mitad del número de esferitas en un plano nuevo, hay que elevarse tanto más, cuanto menores y, por consiguiente, más livianas son ellas. De modo que si se pudiesen preparar esferitas tan pequeñas que su peso dentro del agua, fuese igual, por ejemplo, al peso de una molécula de oxígeno, tendríamos realizado un medio semejante a la dispersión molecular que representa nuestra atmósfera, y estaríamos en condiciones de medir la elevación necesaria para que el número de ellas se reduzca a la mitad. El cálculo da, para esta altura, el valor aproximado de 5 000 m.

Los resultados de este experimento permiten ya expresar la ley que rige el decrecimiento del número de moléculas, por ejemplo, de oxígeno, en relación con la altura:

Si para encontrar la mitad de moléculas de oxígeno que hay en el aire al nivel del mar es necesario elevarse 5 000 m, o sea más o menos una legua, elevándonos otra legua se encuentra la mitad de esta cantidad, o sea la cuarta parte; a tres leguas de altura, la octava; y a cuatro leguas de altura, sólo la dieciséisava parte de la cantidad que existe en el suelo (fig. 22).

Generalizando, o sea aplicando esta deducción a todas las características del aire antes mencionadas, puede decirse que elevándonos en progresión aritmética, las características del aire cambian en progresión geométrica (figura 23).

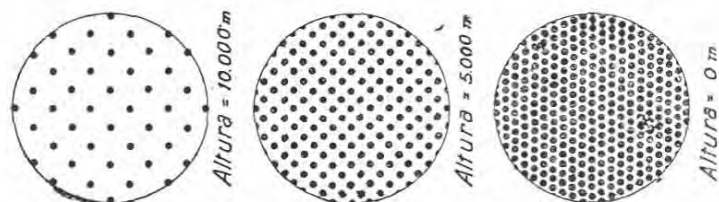


FIG. 22. — El número de moléculas de aire se reduce a la mitad, aproximadamente, cada 5000 m que nos elevamos.

tos, N_2 y O_2 . Acercándonos ya a la superficie de la Tierra, notaríamos la presencia de moléculas de argón, Ar, luego de anhídrido carbónico, CO_2 , y por fin, las partículas de vapor de agua, H_2O . Por supuesto, también se observaría la existencia de partículas sólidas. Primero se notaría la presencia de finísimo polvo volcánico y cósmico, luego de sales marinas, y por fin, ya cerca del suelo, y en cantidad cada vez mayor, de partículas de tierra. Fijándonos también en la velocidad de las moléculas en las distintas alturas, notaríamos que, en general, ella aumenta al acercarnos a la superficie de la Tierra.

Todas estas *características* pueden resumirse diciendo que:

Con la altura disminuye:

- el número de las moléculas de aire;
- la densidad del aire;
- la velocidad del movimiento molecular;
- la presión atmosférica;
- la cantidad de vapor de agua;
- la cantidad de partículas sólidas.

NOTA: Las características eléctricas de nuestra atmósfera son consideradas en el capítulo VIII.

Damos a continuación las características del aire en las distintas alturas, según los cálculos de B a r t e l s, supuesto una temperatura uniforme de $300^\circ A$, $= 27^\circ C$, y una mezcla perfecta de los distintos gases que lo componen. Designando con:

A = altura en km;

b = presión atmosférica en mm Hg;

N = número de moléculas en 1 cm^3 ;

e = espacio recorrido entre dos colisiones, expresado en cm;

$A = 0 \text{ km}$	$b = 760 \text{ mm}$	$N = 27 \cdot 10^{18}$	$e = 9 \cdot 10^{-6} \text{ cm}$
" $= 50 "$	" $= 1 "$	" $= 3 \cdot 5 \cdot 10^{16}$	" $= 7 \cdot 10^{-2} "$
" $= 90 "$	" $= 10^{-1} "$	" $= 3 \cdot 10^{14}$	" $= 7 \cdot 10^{-1} "$
" $= 130 "$	" $= 10^{-2} "$	" $= 3 \cdot 10^{12}$	" $= 7 \cdot 10^2 "$
" $= 250 "$	" $= 10^{-3} "$	" $= 3 \cdot 10^9$	" $= 7 \cdot 10^5 "$
" $= 500 "$	" $= 10^{-6} "$	" $= 3 \cdot 10^{-4}$	" $= 7 \cdot 10^8 "$

A 800 km de altura, según estos cálculos, en un kilómetro cúbico existiría una sola molécula.

40. Ley de crecimiento orgánico. — La modificación de las características del aire, en relación con la altura, se verifica, como todo lo que ocurre en la Naturaleza, conforme a una Ley.

Para encontrar esta ley recordemos¹ que el aire es una *dispersión molecular*: las moléculas de los gases que lo componen están "dispersas" en un medio hipotético, llamado éter. La ley que rige esta dispersión debe ser la misma que se verifica en cualquier otra dispersión más accesible a la observación que el aire.

¹ Ver página 16.

Esta ley se llama Ley de Crecimiento Orgánico.

Ejemplo sencillo de una progresión aritmética es la serie de los números ordinarios:

0 1 2 3 4 ... n

y de progresiones geométricas, las potencias positivas y negativas, del número 2:

2^0 2^1 2^2 2^3 2^4 ... $2^n = 1$ 2 4 8 16 ... 2^n
 2^0 2^{-1} 2^{-2} 2^{-3} 2^{-4} ... $2^{-n} = 1$ $1/2$ $1/4$ $1/8$ $1/16$... $1/2^n$

El nombre de la ley se debe a la circunstancia de que se verifica sin cesar en el crecimiento de los seres organizados, rigiendo la constante multiplicación de las células de los mismos. Una célula, cuando ha alcanzado la madurez necesaria, se divide en dos. Las células así producidas crecen y, después de maduras, también se dividen, formando entonces cuatro células nuevas. El fenómeno se repite. Las cuatro células, después de maduras, se transforman en ocho células nuevas, éstas en dieciséis, y así progresivamente. Un organismo crece tanto más rápidamente, cuanto mayor es; es decir, de cuantas más células se compone. El crecimiento de las plantas es lento al principio, y rápido cuando han alcanzado ya un cierto tamaño, siempre que gocen de alimentación suficiente y estén todavía en condiciones de expulsar los residuos de su combustión.

41. Reducción del número de moléculas con la altura. — La elevación necesaria para encontrar la mitad de las moléculas del aire, o de algún gas que participe en su composición, puede ser deducida del fenómeno observado, de que esta altura es inversamente proporcional a su peso molecular.

Designando con m_0 el peso molecular del oxígeno, con m un peso molecular cualquiera, con A_0 la elevación necesaria en el caso del oxígeno, y con A la elevación correspondiente a un gas cualquiera, podemos escribir:

$$A_0 = c:m_0 \quad \text{y} \quad A = c:m$$

Dividiendo estas dos ecuaciones, obtenemos:

$$\frac{A}{A_0} = \frac{m_0}{m}$$

de donde:

$$A = \frac{A_0 \cdot m_0}{m}$$

Siendo $A_0 = 5,012$ km y $m_0 = 32$, resulta

$$A = \frac{160,384}{m}$$

La altura necesaria para que el número de las moléculas del aire y de sus componentes se reduzca a la mitad, es, según esta fórmula, la siguiente:

Aire	$m = 29$	$A = 5,54$ km
N ₂	$= 28$	$= 5,72$ "
O ₂	$= 32$	$= 5,01$ "
H ₂ O	$= 18$	$= 8,90$ "
5 (H ₂ O)	$= 90$	$= 1,78$ "
Ar	$= 40$	$= 4,0$ "
CO ₂	$= 44$	$= 3,6$ "
NH ₃	$= 14$	$= 11,5$ "
O ₃	$= 16$	$= 10,0$ "
He	$= 4$	$= 40$ "
H ₂	$= 2$	$= 80$ "

Para que la densidad del aire se reduzca a la mitad, teniendo ya en cuenta las condiciones atmosféricas reales, habría que elevarse 6,7 km, y para que la presión atmosférica disminuya a la mitad, 5,5 km.

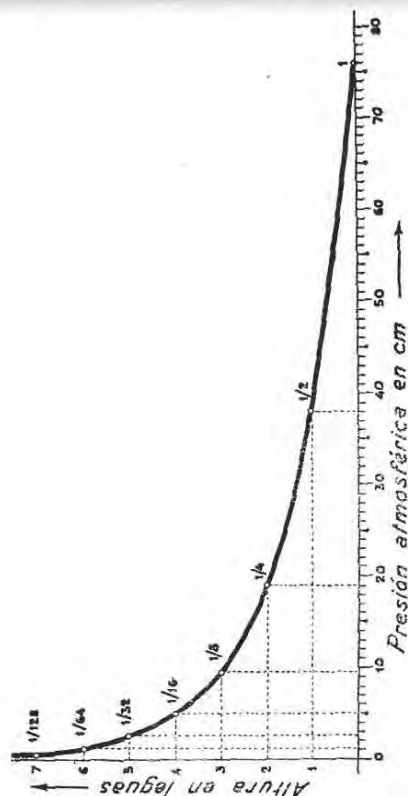


Fig. 23. — Reducción de la presión atmosférica en relación con la altura. Representación de la Ley de Crecimiento Orgánico.

Expresando estas relaciones en lenguaje matemático, se dice también que la densidad del aire y la presión atmosférica son "funciones exponenciales" de la altura; y, a la inversa, que la altura es una "función logarítmica" de la densidad y de la presión. Dada la importancia práctica de estas relaciones para la determinación de las alturas, nos ocuparemos de ellas detenidamente en el capítulo V. D: Altimetría barométrica.

La disminución de la *temperatura* en relación con la altura es, como veremos en el capítulo II, E, un fenómeno más complejo. "Grosso modo", puede decirse que su decrecimiento en los primeros 10 km, es proporcional a la altura.

42. **Composición de la atmósfera a distintas alturas.**—La *composición de la atmósfera* puede deducirse conociendo el número de moléculas de cada gas que hay en la superficie de la Tierra, y teniendo en cuenta su disminución con la altura, conforme a la Ley de Crecimiento Orgánico.

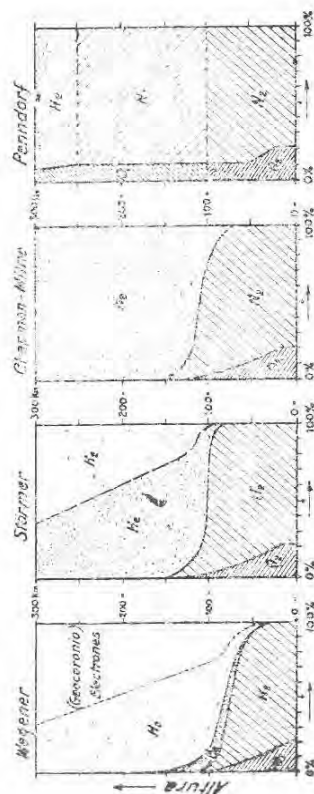


FIG. 24. — Participación porcentual de los diversos gases en la composición de la atmósfera en distintas alturas, según varios investigadores.

Según los cálculos efectuados por A. Wegener, los primeros de este género, la composición de la atmósfera, en % de volumen, reemplazando el hipotético gas "geocoronio" por "electrones", es aproximadamente la que a continuación se enuncia:

Altura	0	20	60	100	200	500 km
N ₂	78	85	77	1	0	0
O ₂	21	15	6	0	0	0
Ar	1	0	0	0	0	0
CO ₂	0	0	0	0	0	0
H ₂	0	0	1	1	1	0
He	0	0	12	67	50	7
Electrones	0	0	1	28	19	93
Suma	100	100	100	100	100	100

A. Wegener, en un estudio publicado en 1911, estableció la hipótesis de que la capa más alta de nuestra atmósfera, estuviere formada por un gas muy liviano, de peso atómico sólo de 0.4, y que este gas fuese "coronio", el supuesto componente de la corona solar, atribuyendo a este gas, al cual llamó "geocoronio", la línea verde 5577 Å del espectro de las auroras polares. Las investigaciones posteriores no han confirmado su hipótesis. Aquella línea es producida por los átomos de oxígeno, existentes en pequeñas cantidades también a gran altura.

La capa límite de nuestra atmósfera contiene, sin duda, muchos electrones. Unos vienen del Sol, otros se alejan de la Tierra. Ésta es la razón de la sustitución que hemos efectuado.

En estos cálculos se supone que haya habido tiempo suficiente para el acomodo de las moléculas en el espacio, formando cada gas su propia atmósfera, o sea que exista el llamado *equilibrio de difusión*. Si los gases están bien mezclados, este equilibrio no existe y, por consiguiente, no se nota variación en la composición de la atmósfera, sino simplemente una disminución de las características del único gas existente —el aire—, en correspondencia con la altura, conforme a la Ley de Crecimiento Orgánico. Éste es el caso por lo menos hasta 15 km, o sea hasta donde influyen los vientos y las corrientes verticales.

La composición de la atmósfera en distintas alturas es un problema científico no resuelto todavía. Hay investigaciones notables al respecto, pero como lo demuestra la figura 24, sus resultados discrepan sensiblemente. Cuanto mayor es la altura, mayor es la incertidumbre.

43. **Corte a través de nuestra atmósfera.**—La figura 25 representa un corte a través de nuestra envoltura aérea. En realidad, la atmósfera no tiene límite. Con la altura es cada vez más rara, más fina, y por último se pierde en el espacio interplanetario. Ciertos fenómenos ópticos acusan vestigios de ella aun a 1 200 km de altura. Teóricamente, podría haber rasgos de aire hasta una distancia igual a 6,6 radios terrestres. Más allá, la fuerza

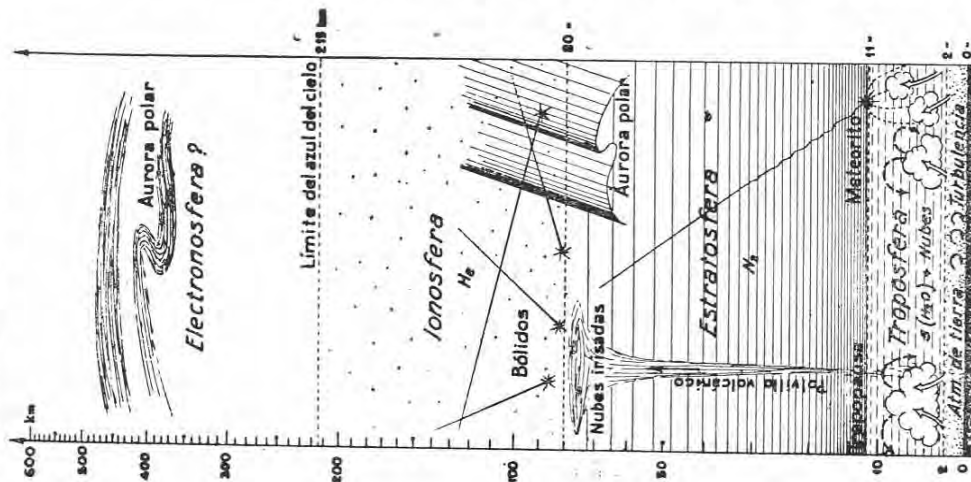


FIG. 25. — Corte a través de la atmósfera, con la representación de las diversas capas de que se compone. Su altura es indeterminada. Hay indicios de ella todavía a 1200 km de altura.

centrífuga de la Tierra supera a su atracción gravitacional. La composición de la atmósfera por gases de distinto peso molecu-

lar, su contenido en vapor de agua, la presencia de partículas sólidas de distinta procedencia, y la ubicación de todos ellos en el espacio según la Ley de Crecimiento Orgánico, determina una estructura laminar de nuestra atmósfera. Las principales capas que se pueden distinguir son:

a) atmósfera de tierra	hasta 2 km
b) troposfera	11 "
c) estratosfera	80 "
d) ionosfera	220 "
e) electronosfera o ionosfera superior ..	1 200 "

La atmósfera de tierra puede observarse fácilmente desde cualquier avión que se eleve a más de 2 000 metros. Al salir de ella, la visibilidad horizontal mejora de repente.

La troposfera es la capa de aire que contiene el vapor de agua y las nubes. En ella, las corrientes verticales son frecuentes, y el aire está bien mezclado.

La estratosfera es la capa de corrientes aéreas horizontales. Se compone principalmente de N_2 . Es asiento de polvillo volcánico y de las relucientes nubes nocturnas. Hasta ella llegan los bólidos y las auroras polares de forma radial.

La ionosfera es excelente conductora de electricidad y muy sensible a la influencia solar. En su límite superior principia la dispersión de los corpúsculos azules de la luz.

La electronosfera o ionosfera superior es la capa más alta de la atmósfera, siendo constantemente cruzada por los electrones que escapan del campo gravitacional de la Tierra, y por los electrones y protones que en forma de "radiación corpuscular" llegan del Sol. En ella se producen auroras polares de tipo arqueado.

Estas nociones serán ampliadas en los capítulos sucesivos.

Nuestro tiempo se desarrolla en la troposfera, o sea en una delgada capa de aire, cuyo espesor representaría sólo 1 mm sobre una esfera de 58 cm de diámetro.

44. Condiciones de vida en las alturas.— En los Andes bolivianos hay poblaciones permanentes a alturas que pasan los 4 000 m. Así, por ejemplo, Potosí, centro minero, se encuentra a 4 070 m, y Portugalete, a 4 300 m. La estación meteorológica del Monte Blanco, en Europa, está a 4 362 m de altura. El Observatorio Cristo Redentor, en los Andes, a 3 832 m. En el Perú, el observatorio El Misti, a 5 850 m. Expediciones científicas, con personal escogido, pudieron mantener en el Himalaya, temporariamente, un campamento a 8 000 m de altura. El avión, en busca de condiciones atmosféricas propicias, se remonta cada vez a mayores alturas. No carece, por consiguiente, de interés la mención de las condiciones físicas de esas alturas, y su posible repercusión sobre la vida.

Las condiciones atmosféricas hasta los 15 km de altura están caracterizadas por los siguientes valores:

Altura	0 km	5 km	10 km	15 km
Velocidad del viento	6 m/s	11 m/s	18 m/s	13 m/s
Temperatura media	+ 15°	- 18°	- 50°	- 56°
Densidad del aire, kg/m ³	1,23	0,74	0,41	0,19
Densidad relativa	1,00	0,60	0,34	0,16
Presión atmosférica	760 mm	405 mm	198 mm	90 mm
Presión parcial del O ₂	159 "	85 "	42 "	19 "
Reducción del O ₂	100 %	53 %	26 %	12 %
Reducción del 5 (H ₂ O) ..	100 %	9 %	0,3 %	...
Partículas sólidas en cm ³ ..	80 · 10 ³	5 · 10 ²	5	...

Lo primero que se nota a gran altura es la baja temperatura. Sus consecuencias se evitan con vestimenta calentada eléctricamente, o una cabina cerrada, con aire de temperatura adecuada a la vida.

La disminución de la densidad del aire con la altura, reduce progresivamente la resistencia al avance del avión, lo que facilita el vuelo. Sin aumentar el esfuerzo, los aviones pueden desarrollar, pues, mayor velocidad. Esa mayor velocidad es necesaria, porque el aire raro tiene poca sustentación. Por esto los aviones destinados al vuelo estratosférico deben tener alas grandes.

También la disminución de la presión atmosférica afecta al organismo humano sensiblemente: si la presión atmosférica se reduce a la mitad, el volumen de los gases que contiene el cuerpo humano se duplica, la respiración se hace difícil y la circulación sanguínea se debilita.

La baja presión, además, facilita la evaporación, o sea la dispersión de las moléculas de los líquidos: a 15 km de altura no se podría servir té, ni café; la estilográfica se secaría. La difusión de los gases, especialmente de los livianos, como ser H_2 y He, que tienen una velocidad de movimiento molecular elevada, es favorecida. Por esto la preparación de los esféricos y de los dirigibles exige un cuidado especial, para evitar que se desinflen rápidamente.

Lo más importante para la vida es sin duda, la disminución del oxígeno. El organismo humano necesita una determinada cantidad de este gas para sus funciones vitales. Una pequeña deficiencia se salva con una respiración más profunda y más rápida; una insuficiencia ya acentuada, sólo se vence aumentando la presión del aire, y con esto, la presión parcial del oxígeno, en cabinas o gondolas, o suministrando oxígeno adicional al aire aspirado en aviones abiertos.

Conviene comenzar con este suministro de oxígeno, en poca proporción, ya a los 4 000 m de altura, y llevarlo a un 100 % a los 8 000 m. En caso contrario, el aviador se adormece, su vista y movimientos se debilitan, hasta caer en un estado de completa inconsciencia. A más de 12 000 m, la permanencia del hombre sólo es posible en cabinas o gondolas herméticamente cerradas.

La disminución de la humedad produce una notable merma de nubes. A gran altura predominan las nubes de tipo cirrus. Nubes voluminosas, espesas, de género cúmulus y cúmulonimbus, se presentan sólo por breve tiempo, y aun esto, únicamente hasta 12 km. en forma de "nubes de tormenta".

El decrecimiento del número de partículas sólidas es importante, porque ellas reflejan la luz, y sólo donde hay partículas sólidas puede haber iluminación difusa. Sin ellas, únicamente existe luz y sombra. Por esto, a gran altura, los objetos situados en la sombra deben ser iluminados directamente.

Al disminuir el número de moléculas de aire, también se reduce la dispersión de luz. El cielo parece cada vez más oscuro. Las estrellas brillan en el firmamento aun durante el día, hecho éste que facilita la orientación y la determinación de la posición de la aeronave.

CAPÍTULO II

FENÓMENOS TÉRMICOS

A) MEDICIÓN DE LA TEMPERATURA

(Termometría)

45. Definición de temperatura y calor. — La *temperatura* es una característica del estado físico de la materia, sea ésta sólida, líquida o gaseosa. Por medio de ella expresamos la *velocidad* de su *movimiento molecular*. La temperatura de un cuerpo es, por consiguiente, tanto "mayor", cuanto más rápidamente se mueven sus moléculas, y, a la inversa, tanto "menor", cuanto más lentamente lo hacen.

El *calor* es la "causa" del movimiento de las moléculas de los cuerpos. Sin calor no existiría este movimiento y, por consiguiente, también poco temperatura.

Para definir la "esencia" del calor tropezamos con las mismas dificultades que para definir la luz, dado el íntimo parentesco que existe entre ambos. La luz y el calor son una misma cosa. La luz es parte del calor; el calor, acompañante infaltable de la luz.

Si interpretamos el calor como algo *corpúscular* —emisión discontinua, cuantificada, con acompañamiento de ondas—, entonces la luz está formada sólo por corpúsculos perceptibles por nuestra vista, y el calor, por la totalidad de ellos. Si comprendemos el calor como *movimiento ondulatorio del éter*, entonces la luz abarca las ondas entre $0,4$ y $0,8 \mu$, y el calor las ondas entre $0,2$ y 3μ de longitud. Tanto los átomos y las moléculas como sus constituyentes los electrones y los núcleos, se encuentran en continuo movimiento, en una especie de vibración, que causa una agitación del medio exterior que los rodea. Este medio se llamaba antes *éter*, y hoy, **campo electromagnético**. La agitación se extiende en forma de movimiento ondulatorio, con una velocidad de 300 000 km/sec. Su penetración en el espacio no tiene límite.

Las vibraciones de los átomos y moléculas, debido a su considerable tamaño, son relativamente lentas y poco frecuentes. Por consiguiente, las ondas producidas son largas y poco penetrantes. Esta forma de energía es el **calor**. Donde ella penetra, el movimiento molecular de los cuerpos se intensifica; la "temperatura" aumenta.

Los electrones son pequeños; los saltos que efectúan de una órbita a otra son cortos y rápidos. En consecuencia, las vibraciones producidas son de mucha frecuencia y de ondas cortas y penetrantes. Esta forma de energía la percibimos como **luz**.

Más rápida es todavía la vibración de los núcleos de los átomos. La energía y

la penetración de las cortísimas ondas que producen es extraordinaria, y su efecto, mortífero. Esta forma de energía es conocida por el nombre de **rayos gamma**, o de **Becquerel**.

A pesar de que no sabemos a ciencia cierta qué es el calor, por lo menos conocemos el efecto que produce: el movimiento molecular de los cuerpos. Esta relación nos permite definir la **cantidad de calor** que posee un cuerpo como la totalidad de la **energía cinética** de su movimiento molecular.

La "unidad de calor" que se emplea para expresar una cantidad de calor cualquiera, se llama **caloría**. La **caloría** es la cantidad de calor necesaria para elevar la temperatura de 1 gramo de agua pura 1° C; más exactamente, de 14° 5 a 15° 5.

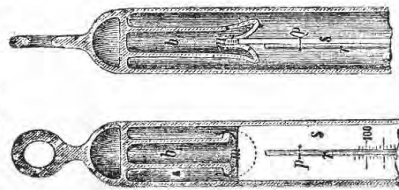


Fig. 26. — Termómetro común, usado por el servicio meteorológico nacional.

46. Clases de termómetros. — Entre los termómetros destinados a la medición de la temperatura del aire distinguimos:

a) **Termómetros comunes o termómetros a mercurio.** Debido a que el mercurio se congela a -39°C , su empleo en la medición de temperaturas muy bajas es limitado. Este inconveniente se subsana con un agregado de 10 % de talio, pudiendo usarse, de este modo, hasta -80°C (fig. 26).

b) **Termómetros líquidos,** en los cuales el agente indicador es un líquido orgánico, como alcohol, toluol, metilalcohol o etilalcohol. El punto de congelación de estos líquidos se encuentra, aproximadamente, a -110°C .

c) **Termómetros de deformación,** en los cuales el cambio operado en la forma de una lámina bimetálica, perfectamente soldada, señala el cambio ocurrido en la temperatura.

d) **Termómetros de resistencia,** compuestos por finos alambres de platino, enroscados sobre un aislador. La resistencia eléctrica de los alambres depende de su temperatura, hecho éste que puede ser aprovechado para la medición de la temperatura del aire.

e) **Termómetros termoelectrónicos,** que se basan en el conocido fenómeno de que, cuando dos láminas metálicas, por ejemplo hierro y constantan, se hallan soldadas en sus extremos, de manera que constituyan un circuito cerrado, son recorridas por una corriente

eléctrica toda vez que exista diferencia de temperaturas entre las dos soldaduras. Por esta razón, exponiendo una soldadura a la influencia del aire, y manteniendo constante la temperatura de la otra, se produce una corriente, cuya fuerza es proporcional a la diferencia de temperaturas entre el aparato y el aire. Estos termómetros son de tamaño sumamente pequeño, por lo que se usan con preferencia en los estudios micrometeorológicos.

Excepto los termómetros de resistencia y termoelectrónicos, el funcionamiento de todos los demás se funda en el hecho de que tanto los sólidos, como los líquidos y los gases, se dilatan con la temperatura. La dilatación es, con gran aproximación, proporcional a la variación de la temperatura.

Como agente indicador se emplea preferentemente el **mercurio**.

Las ventajas que éste posee son varias. Es bien visible, evapora poco, es puro, tiene un coeficiente de dilatación elevado y una temperatura de congelación muy baja. Es cierto que para la medición de temperaturas extremadamente bajas tiene que llevar agregado talio, o ser reemplazado por alcohol, toluol o algún otro líquido, pero estos líquidos son transparentes y se perciben con dificultad, por lo que es menester agregarles algún colorante, perdiendo con esto su pureza. Además, evaporan mucho, lo que afecta la precisión de sus indicaciones.

47. Tipos de termómetros.

— Los principales tipos usados en Meteorología son:

- a) termómetro común, llamado "termómetro seco";
- b) termómetro común, llamado "termómetro húmedo";
- c) termómetro de máxima;
- d) termómetro de mínima;
- e) termógrafo.

El termómetro común, llamado *termómetro seco*, se emplea para medir la temperatura del aire, como expresión de la intensidad de su movimiento molecular (fig. 27).

La Meteorología tiene un interés especial en conocer la tempe-

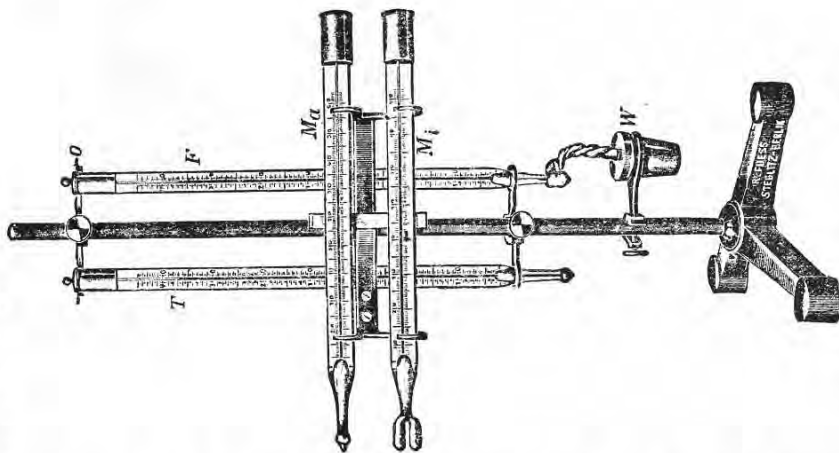


Fig. 27. — Juego de termómetros: T, termómetro seco; F, termómetro húmedo; Ma, termómetro de máxima; Mi, termómetro de mínima; W, recipiente con agua destilada.

ratura del aire. Para este fin, el termómetro tiene que estar al abrigo no sólo del calor irradiado por el Sol, sino también del calor irradiado por la tierra, y del calor reflejado e irradiado por los objetos que se encuentran en su proximidad. Esto se consigue ubicando el termómetro en una casilla de madera, llamada *abrigo meteorológico*, de techo doble y paredes laterales, en forma de persianas, pintada de blanco y bien ventilada, con un piso que impida la influencia del calor irradiado por la tierra, a una altura de 1,50 a 2,00 m del suelo (fig. 28).

Esta casilla, además, tiene que estar ubicada en un ambiente apropiado, en concordancia con las condiciones de los alrededores. Aun con estas precauciones, la temperatura registrada en la casilla suele ser demasiado baja a la mañana (-0°C), y demasiado alta en las primeras horas de la tarde ($+0^{\circ}\text{C}$); error que a veces llega a varios grados.

El *termómetro húmedo* es igual a un termómetro común, pero su bulbo de mercurio está envuelto en una muselina fina, atada con una mecha que termina en un vaso de agua destilada o agua de lluvia. Este termómetro, en combinación con el termómetro seco, sirve, como veremos más adelante, para determinar el grado de humedad del aire.

No siempre se dispone de una casilla para el acomodo de los termómetros, pero tomando la temperatura a la intemperie, se obtiene un valor influido por el calor irradiado por el Sol, el suelo y los objetos que se encuentran en la cercanía. Para contrarrestar estas influencias es necesario poner el bulbo del termómetro en contacto con la mayor cantidad de aire posible, de manera que la influencia de éste supere en mucho a la influencia de estas radiaciones, lo que se consigue atando el termómetro a un hilo resistente, o a una cadenita de hierro, de unos 70 cm de longitud, y haciéndolo girar rápidamente, como si fuera una honda, un par de minutos, hasta tanto la temperatura indicada por el mismo se haya estabilizado. (*Termómetro de honda*).

Mejor resultado se consigue todavía ubicando los termómetros en un tubo metálico que refleja el calor, y por el cual se hace pasar, impulsada por un pequeño ventilador, durante dos minutos, una corriente de aire a una velocidad de 2 m/sec. Los termómetros empleados de esta manera se llaman *termómetros de aspiración*. Estos son los únicos que permiten la medición exacta de la temperatura del aire, aun a pleno sol. Por esto se usan como aparatos de control (fig. 29).

En el *termómetro llamado de máxima*, el mercurio, debido a la dilatación originada por el crecimiento de la temperatura, puede pasar por una estrechez que se encuentra a la entrada del capilar, pero no

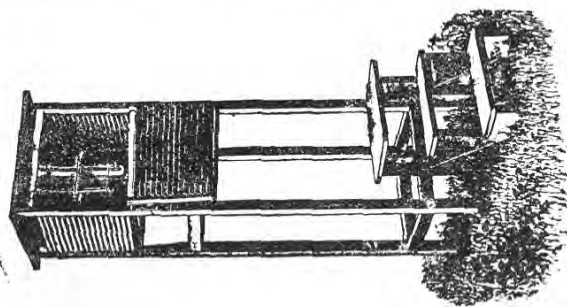


FIG. 28. — Casilla o abrigo meteorológico, de 1,80 m de altura, con el juego de termómetros.

puede volver por la misma, por carecer de fuerza suficiente para ello, especialmente cuando el termómetro se encuentra en posición casi horizontal (fig. 30). El pequeño componente de su peso, que coincide con el tubo capilar, no es suficiente para vencer el rozamiento del

mercurio y su fuerza de adhesión al capilar, a la vez. En consecuencia, cuando la temperatura del aire principia a bajar, el hilo de mercurio se corta en la estrechez existente, quedando de esta manera marcada la temperatura máxima habida desde que fué puesto en servicio el termómetro. Un brusco sacudimiento del mismo hacia abajo es suficiente para poner el mercurio del capilar nuevamente en contacto con la masa encerrada en el bulbo.

En el *termómetro de mínima*, el

agente térmico es comúnmente alcohol o toluol. Dentro del alcohol que penetra en el capilar, hay un índice de esmalte que termina en dos esferillas (figura 31). Para que este termómetro funcione debidamente, es necesario que se encuentre en una posición más o menos horizontal. Cuando la temperatura aumenta, la adhesión del alcohol al esmalte no es suficiente para vencer el rozamiento a que está expuesto el índice y ponerlo en movimiento. El índice queda inmóvil. Lo contrario sucede cuando disminuye la temperatura. En este caso, la fuerza de adhesión, agredida por la tensión superficial, vence el rozamiento. El índice es arrastrado por el agente térmico. Cuando comienza a aumentar nuevamente la temperatura, el índice queda en la posición alcanzada, señalando, de este modo, la menor temperatura ha-

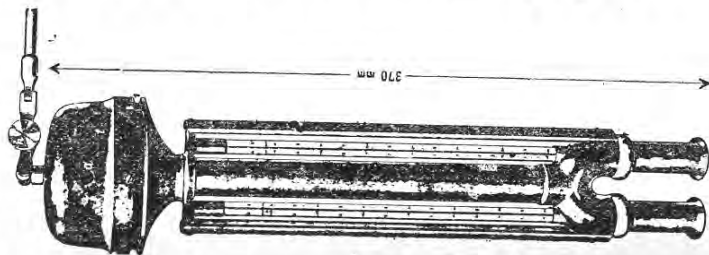


FIG. 29. — Termómetro húmedo y termómetro seco, presentados como "termómetros de aspiración" tipo Assmann.

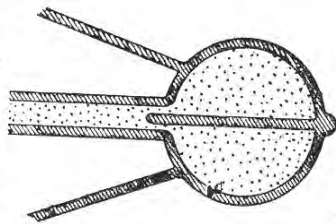


FIG. 30. — Estrechez del tubo capilar de los termómetros de máxima.

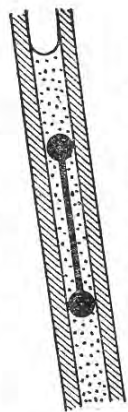


FIG. 31. — Índice de esmalte, en el capilar de los termómetros de mínima.

bida desde que fué puesto en servicio el termómetro. Inclinando el aparato un poco hacia abajo, el índice, debido a su peso, se oscurece, hasta llegar a la punta del agente indicador; con eso el aparato puede ser utilizado nuevamente.

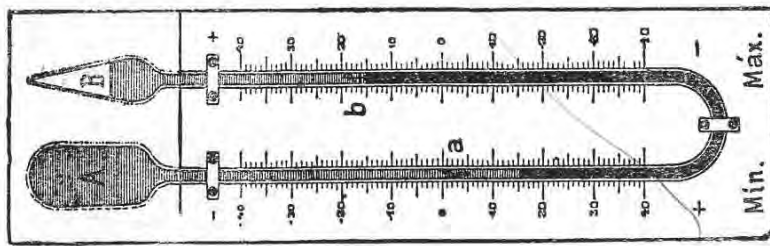


FIG. 32. — Termómetro de máxima y mínima, tipo Six.

mo, las deformaciones de una lámina bimetálica (*d*), producidas por la variación de la temperatura, son ampliadas por un sistema de palancas, y transmitidas a una hoja de papel, adherida a un cilindro que, movido por un aparato de relojería, efectúa una vuelta en una semana o en un día. La hoja de papel lleva un sistema de líneas horizontales que representan las distintas temperaturas, y arcos de círculo paralelos, cuyas separaciones corresponden a intervalos de tiempo iguales. Los termógrafos tienen que ser controlados con frecuencia.

48. Fineza de las mediciones. — Para obtener la temperatura del aire con la exactitud deseada, es necesario que el termómetro empleado

Un juego de termómetros de máxima y mínima muy sencillo, y por esto muy usado en las mediciones poco exigentes, es el *termómetro de Six* (fig. 32). Consiste este aparato de un tubo capilar de forma U, que termina en dos ampollas. El agente térmico es el alcohol contenido en la ampolla A. Cuando la temperatura del aire aumenta, este agente se dilata y empuja delante de sí al mercurio que se encuentra en el capilar, comprimiendo de este modo el vapor de alcohol que llena la ampolla B. Mientras dura este proceso, el índice *b* se está elevando. Su altura final indica la temperatura máxima alcanzada. Lo contrario sucede cuando disminuye la temperatura. En este caso se contrae el alcohol de la ampolla A, por lo que se dilata el vapor contenido en la ampolla B. La consecuencia es una elevación del mercurio por el capilar izquierdo, empujando delante de sí el índice *a*. La posición en que queda éste señala, por esta causa, la temperatura mínima a que estuvo expuesto el aparato. La temperatura reinante la indican, en cualquier momento, las puntas del hilo de mercurio.

Por su solidez, es digno de mención el *termómetro bimetálico* de Hermann y Pfister, que consiste de dos láminas superpuestas, una de acero y otra de latón, bien soldadas y enroscadas. La terminación interior de la rosca está fijada solidamente a un soporte; la exterior está libre y oscila, conforme a la curvatura que posee la lámina, debido a la diferente dilatación de sus componentes. Estas oscilaciones se hacen visibles sobre un arco, provisto de una escala, graduada de tal manera que la posición del índice señala la temperatura reinante.

La temperatura del aire puede ser medida y registrada, a la vez, por un aparato automático, llamado *termógrafo* (fig. 33). En el mismo, las deformaciones de una lámina bimetálica (*d*), producidas por la variación de la temperatura, son ampliadas por un sistema de palancas, y transmitidas a una hoja de papel, adherida a un cilindro que, movido por un aparato de relojería, efectúa una vuelta en una semana o en un día. La hoja de papel lleva un sistema de líneas horizontales que representan las distintas temperaturas, y arcos de círculo paralelos, cuyas separaciones corresponden a intervalos de tiempo iguales. Los termógrafos tienen que ser controlados con frecuencia.

48. Fineza de las mediciones. — Para obtener la temperatura del aire con la exactitud deseada, es necesario que el termómetro empleado

sea preciso, sensible, y que esté libre de influencias extrañas.

Un termómetro se llama *preciso*, cuando su tubo capilar posee una sección invariable, cuando la división está grabada sobre el mismo capilar, y cuando los puntos de referencia de la escala corresponden a estados térmicos determinados: 0° a la temperatura del hielo en fusión, y 100° a la temperatura del agua en ebullición.

El termómetro es *sensible* cuando se acomoda a la temperatura del aire con rapidez. Un termómetro resulta tanto más sensible cuanto menor es la masa y mayor la superficie del agente térmico empleado. Depende, además, del calor específico y de la conductibilidad de calor que el mismo posee. Cuanto más fácilmente se calienta el agente térmico, y cuanto más rápidamente conduce el calor, tanto más precisas podrán ser sus indicaciones.

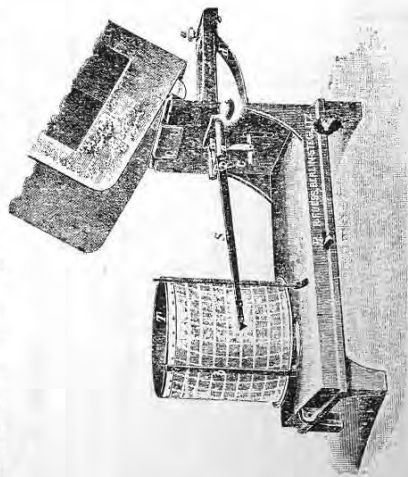


FIG. 33. — Termógrafo común: *d*, lámina bimetálica; *S*, palanca de ampliación; *a* y *c*, tornillos de corrección; *T*, tambor con aparato de relojería; *b*, resorte para sujetar la faja registradora.

nes. Por estas razones, los termómetros sensibles tienen un bulbo pequeño, alargado, algunas veces hasta enroscado en forma de una espiral.

Para mediciones que sólo pueden efectuarse con cierta lentitud, como por ejemplo la medición de la temperatura de las aguas superficiales del mar, la medición de la temperatura del suelo a distintas profundidades, conviene emplear termómetros poco sensibles, lentos en acomodarse a la temperatura del ambiente. Estos termómetros poseen bulbos grandes, de vidrio grueso; para defenderlos contra roturas están envueltos en goma (fig. 34).

Como el termómetro común necesita cierto tiempo para acomodarse a la temperatura del ambiente, se comprende que durante el ascenso de un avión, indique una temperatura "más alta", y durante el descenso, "más baja", que la verdadera. Por esta razón, conviene usar en los aviones termómetros de resistencia, que se acomodan a la temperatura del ambiente con rapidez.

Las influencias térmicas extrañas se evitan, en la superficie de la tierra, ubicando los termómetros en una casilla adecuada y bien ventilada, y mejor todavía, empleando termómetros de aspiración, tipo Assmann. Un cuidado especial exige la ubi-

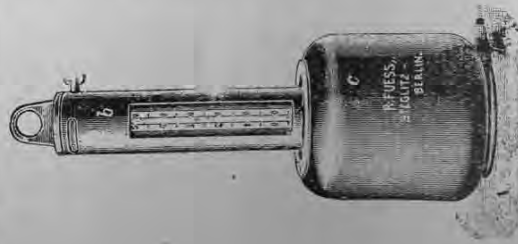


FIG. 34. — Termómetro empleado para la medición de la temperatura de las aguas superficiales.

cación del termómetro en el avión, para que su indicación no sea falsada por el calor expedito por el motor.

49. Temperaturas empleadas en la Meteorología. — En la Meteorología, por razones especiales, se usan las siguientes temperaturas:

- temperatura común;
- temperatura absoluta;
- temperatura cinética;
- temperatura potencial;
- temperatura equivalente;
- temperatura potencial equivalente;
- temperatura virtual.

a) La *temperatura común* es la indicada por el termómetro, cuyos puntos de referencia son: 0° para el hielo en estado de fusión y 100° para el agua en estado de ebullición, o sea que posee la escala Celsius. Esta es nuestra escala legal. El signo usado para la designación de la temperatura obtenida en esta escala es la letra C.

La primera escala termométrica fué la introducida por Reaumur. Sus puntos de referencia eran los mismos de la actual escala Celsius, con la diferencia de que el intervalo entre ellos estaba dividido en 80 partes, en lugar de 100. El signo usado para su designación fué la letra R.

En los países anglosajones se usa todavía una escala ideada por el mecánico alemán Fahrenheit. En ella, el intervalo entre los puntos de referencia está dividido en 180 partes, con el agregado de que el 0 de la escala se encuentra a 32 unidades debajo del 0 de la escala Celsius. El signo usado para esta escala es la letra F.

Para establecer la correspondencia entre estas tres escalas, expresemos la longitud del hilo de mercurio, contando desde el punto 0° C, con las letras C, R y F, respectivamente. Entonces existe la relación:

$$C : R : (F - 32) = 100 : 80 : 180 = 5 : 4 : 9$$

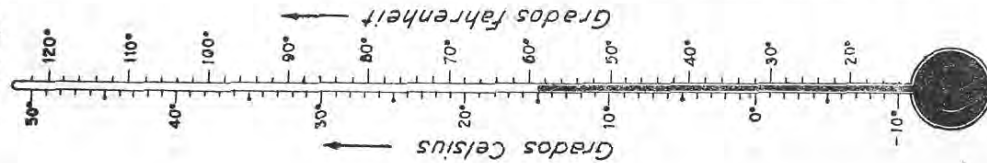
de donde resulta:

$$C = \frac{5}{4} R = \frac{5}{9} (F - 32)$$

$$R = \frac{4}{5} C = \frac{4}{9} (F - 32)$$

$$F = \frac{9}{5} C + 32 = \frac{9}{4} R + 32$$

Fig. 35. — Equivalencia entre las temperaturas Celsius y Fahrenheit.



La figura 35 permite transformar las temperaturas Celsius en temperaturas Fahrenheit, y viceversa, con toda facilidad.

b) La *temperatura absoluta* es la temperatura en grados Celsius, aumentada en 273,16°. Su punto inicial se encuentra, por consiguiente, a 273,16° bajo 0° de la escala Celsius. La amplitud del intervalo es común en ambas escalas. El signo usado para su designación es la letra T, A (absoluto) o K (Kelvin).

La temperatura del aire se expresa en escala Celsius para los fines comunes, y en escala absoluta para fines científicos.

Designando, en general, con t la temperatura común, y con T la temperatura absoluta, y con dt y dT sus diminutos aumentos, se tiene:

$$\begin{aligned} T &= t + 273,16^\circ \\ t &= T - 273,16^\circ \\ dT &= dt \end{aligned}$$

La última ecuación expresa que una "diminuta variación de la temperatura", expresada una vez en escala absoluta y otra vez en escala Celsius, son numéricamente iguales.

La figura 12, página 28, permite encontrar la temperatura absoluta para cualquier temperatura común, y viceversa.

c) La *temperatura cinética* es la temperatura del aire expresada por la velocidad media de su movimiento molecular.

Si T significa la temperatura absoluta, y v la velocidad media del movimiento molecular del aire, entonces existen las relaciones:

$$\begin{aligned} v_m / \text{seg} &= 29,353 \cdot T^{1/2} \\ T^\circ &= v^2 : 861,59 \end{aligned}$$

A base de estas relaciones fué confeccionada la figura 13 (pág. 28), que permite hallar la velocidad media del movimiento molecular del aire para una temperatura común cualquiera, y viceversa.

d) La *temperatura potencial*, introducida por v. Bezold en 1888, es la temperatura que tendría el aire, si se lo llevara "al nivel del mar", o sea bajo una presión de 760 mm Hg, y sin que durante este proceso se efectuara condensación alguna del vapor de agua que contiene. Ella es, pues, independiente de la altura.

Teniendo en cuenta que una masa aérea se enfría 1° (exactamente 0° 98) cuando se eleva 100 m, y se calienta 1° cuando desciende 100 m, siempre supuesto que no se produzca condensación o evaporación alguna durante el proceso, la temperatura potencial t_p puede ser calculada por la fórmula:

$$t_p = t + \frac{A}{100},$$

donde, como siempre, A significa la altura, expresada en metros, a que se encuentra la masa aérea, con respecto al nivel del mar.

La temperatura potencial es apropiada para juzgar el grado de estabilidad de la masa aérea, en el espacio, en un momento dado. De esta su ventaja, nos ocuparemos en el capítulo III, D.

Frecuentemente se dice que "una masa aérea caliente se encuentra en la altura". Con ello se quiere decir que si esta masa fuese bajada al suelo y quedara expuesta a la presión atmosférica allí reinante, la temperatura que adquiriría superaría la temperatura del ambiente. Como se ve, en este género de anuncio se emplea, tácitamente, el concepto de la temperatura potencial.

EJEMPLO: En un campo de aviación que se encuentra a 500 m de altura sobre el nivel del mar, reina una temperatura de $+20^{\circ}$. Al mismo tiempo, un avión que vuela a 2 800 m de altura absoluta, observa una temperatura de $+2^{\circ}$. ¿Cuáles son las condiciones del tiempo?

$$\Delta A = 2\,800 - 500 = 2\,300 \text{ m}$$

$$t_0 = +2^{\circ} + \frac{2\,300}{100} = 2^{\circ} + 23^{\circ} = +25^{\circ}$$

El aire de altura es, en igualdad de condiciones de presión, 5° más caliente y, por consiguiente, también más liviano que el aire que cubre el suelo. En semejantes condiciones atmosféricas, no son posibles movimientos verticales. En efecto, si el aire de altura fuese bajado, llegaría a la superficie de la Tierra demasiado caliente y liviano, por lo que sería exprimido del ambiente y obligado a volver a su lugar anterior. Y si el aire que cubre el suelo fuese elevado, sería demasiado frío y pesado para el nuevo lugar, por lo que se hundiría inmediatamente, hasta volver a ocupar su sitio primitivo. El tiempo es estable. Ninguna conmoción es dable esperar.

e) La temperatura equivalente, igualmente introducida por v. Bezold en 1888, es la temperatura que adquiriría el aire si todo el vapor de agua que contiene quedara condensado, sin que durante este proceso se modificara la presión atmosférica.

Como sabemos, el "calor de condensación" y el "calor de vaporización" es muy elevado. Por cada gramo de agua que se forme, se libera una cantidad de 600 calorías. Esta misma cantidad de calor es gastada también en el proceso inverso, o sea en la evaporación de las gotitas de agua formadas. La temperatura equivalente es, por esta razón, independiente del estado de condensación en que se encuentra su vapor de agua.

Si designamos con t la temperatura del aire, con q' su humedad específica, con e la presión del vapor de agua, y con p la presión atmosférica, entonces la temperatura equivalente t_e puede ser calculada por las fórmulas:

$$t_e = t + 2.5 q'$$

$$= t + 1555 \frac{e}{p} \approx t + 2e$$

Si en lugar de "condensación" del vapor de agua se produce la "sublimación" del mismo, es decir: si en lugar de formarse gotas de agua se forman cristales de nieve —caso común en temperaturas inferiores a 0°C —, debido al calor liberado en el proceso de congelación, estas ecuaciones se transforman en:

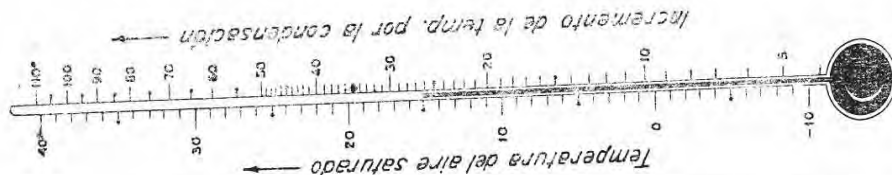


Fig. 36. — Incremento de la temperatura del aire saturado a la condensación de su vapor de agua.

Muy simplificada queda la determinación de la temperatura equivalente, con la ayuda de la figura 36, en la cual representamos el incremento de la temperatura del aire como consecuencia de la condensación del vapor de agua, supuesto el aire saturado del mismo (humedad relativa $h\% = 100$). Designando este incremento con Δt , la temperatura equivalente se obtiene por la sencilla fórmula:

$$t_e = t + h\% \cdot \Delta t$$

EJEMPLO: Fué observada una temperatura $t = +24^{\circ}$ y una humedad relativa $h\% = 75\%$. ¿Cuál es la temperatura equivalente que posee el aire?

En temperatura de $+24^{\circ}$ se obtiene de la figura 36, para Δt , el valor de 45° , con lo que

$$t_e = 24^{\circ} + 75\% \cdot 45^{\circ} = 24^{\circ} + 33.7^{\circ} = +57.7^{\circ}$$

El gráfico fué confeccionado con valores que corresponden a una presión $p = 750 \text{ mm}$, o sea a una altura de 100 m, aproximadamente.

La temperatura equivalente tiene importancia para la climatología. Sirve para individualizar los grandes "ríos de calor" que fluyen por la superficie de la Tierra, como partes esenciales de la circulación atmosférica que se verifica sobre ella.

En tiempo de calma, el cuerpo humano principia a transpirar cuando la temperatura equivalente llega a 37° , y a sentir "tiempo pesado" a los 57° .

f) La temperatura potencial equivalente, introducida por Stüve el año 1927, llamada también "temperatura pseudoequivalente", es la temperatura que adquiriría el aire si todo el vapor de agua que contiene quedara condensado, y si al mismo tiempo se lo bajara al nivel del mar, exponiéndolo, de este modo, a una presión de 760 mm. Esta temperatura tiene a la vez las ventajas de la temperatura potencial y de la temperatura equivalente. Es independiente de la altura y el estado de condensación en que se encuentra el aire. Una masa aérea tiene, por consiguiente, siempre la misma temperatura potencial equivalente.

Esta temperatura sirve para individualizar las masas aéreas y fijar sus límites, como también para deducir las "líneas de flujo" del aire, en una circulación estacionaria, porque es constante

en toda la extensión de ellas. Se emplea también en la localización de las llamadas "inversiones".

La temperatura potencial equivalente puede ser calculada, aproximadamente, por la fórmula:

$$t_{pe} = t + \frac{A}{100} + 1555 \frac{e}{p}$$

siendo el significado de las letras igual que en las fórmulas anteriores.

EJEMPLO: En Córdoba, a 429 m sobre el nivel del mar, fueron observados los siguientes valores: temperatura del aire $t = 25,3^\circ$, presión del vapor de agua $e = 10,9$ mm, presión atmosférica $p = 720,3$ mm, soplando una leve brisa de la dirección NE. En el mismo momento fueron observados, en Pampa de Achala, de las sierras de Córdoba, a 2170 m de altura, $t' = 18,4^\circ$, $e' = 8,3$ mm, $p' = 590,4$ mm; soplando una brisa de la dirección O. Se desea saber si los dos lugares estaban cubiertos por una misma masa aérea.

La respuesta la dan las temperaturas potenciales equivalentes. Para Córdoba se obtiene:

$$t_{pe} = 25,3^\circ + \frac{429}{100} + 1555 \cdot \frac{10,9}{720,3} = 53^\circ$$

y para Pampa de Achala:

$$t'_{pe} = 18,4^\circ + \frac{2170}{100} + 1555 \cdot \frac{8,3}{590,4} = 62^\circ$$

La masa de aire que cubre a Pampa de Achala no es la misma que la que cubre a Córdoba. Lo confirma también la dirección del viento. El aire que fluye por Córdoba proviene del este, del océano Atlántico; el viento que lo trae es el "monzón de verano". El aire que atraviesa a Pampa de Achala viene del oeste; probablemente pertenece al viento "contraliso", que, viniendo de la región tropical, desciende lentamente a la superficie de la tierra.

g) La *temperatura virtual*, introducida por Guldberg y Mohn el año 1877, es la temperatura que debería tener el aire completamente seco para que su densidad fuese igual a la del aire húmedo, supuesto igualdad de presiones.

La temperatura virtual puede ser calculada por una de estas dos fórmulas:

$$t_v = t + 0,604 qT$$

$$= t + 0,978 T \frac{e}{p}$$

con las designaciones empleadas en las fórmulas anteriores.

EJEMPLO: Si la temperatura de una masa aérea es $+ 25,0^\circ$, la presión del

vapor de agua 14,7 mm, y la presión atmosférica bajo la cual se encuentra 724 mm, su temperatura virtual es:

$$t_v = 25,0 + 0,378 (273 + 25) \frac{14,7}{724} = 25,0 + 2,3 = 27,3^\circ$$

La tabilla siguiente indica la cantidad Δt , por la cual la temperatura virtual de una masa aérea, saturada de vapor de agua, es mayor que su temperatura común, supuesta una presión atmosférica de 750 mm = 1000 mb.

$$t^\circ = + 50 + 40 + 30 + 20 + 10 \quad 0 \quad - 10 \quad - 20 \quad - 30$$

$$\Delta t^\circ = 15,7 \quad 8,9 \quad 4,9 \quad 2,6 \quad 1,3 \quad 0,6 \quad 0,3 \quad 0,12 \quad 0,03$$

El conocimiento de la temperatura virtual facilita los cálculos alimétricos.

B) INFLUENCIA TÉRMICA DE LA ATMÓSFERA

50. Importancia del calor solar. — El factor meteorológico de mayor importancia es el calor solar. Sin calor solar no habría fenómenos atmosféricos de ninguna clase. La vida orgánica misma quedaría imposibilitada.

Al *calor solar* se debe, en primer término, la existencia de la atmósfera, y por derivación natural, también todas las variaciones que ocurren en su estado, y cuyo conjunto forma nuestro tiempo. Asimismo, se le debe la presencia del vapor de agua en el espacio. Sin este elemento no podrían formarse ni neblinas, ni nubes, ni tampoco ocurrirían precipitaciones. El calor solar es también el causante de todas las diferencias de temperatura que se producen en la superficie de la Tierra, y por intermedio de éstas, de las variaciones que experimenta la densidad del aire, que a su vez son precursoras de movimientos dentro de la atmósfera. Sin calor solar no podría haber vientos, y sin vientos quedarían eliminados todos los fenómenos secundarios derivados de ellos.

51. Influencia de las partículas sólidas. — Los rayos solares tienen que atravesar toda la atmósfera para llegar a la superficie de la Tierra y poder calentarla. Muchos corpúsculos de calor se extravían durante este paso del "mar de moléculas" que forma la atmósfera, con todas sus impurezas: partículas sólidas, vapor de agua, gotitas de agua, cristales de nieve y nubes.

Al chocar los corpúsculos de calor contra las partículas sólidas que flotan en el aire, una parte de ellos rebota, mientras que el resto penetra en las mismas y pone en movimiento más intenso sus moléculas. El primer fenómeno es la *reflexión del calor*, el segundo, la *absorción del calor* (fig. 37).

La mayoría de las partículas sólidas son conglomerados de pequeños cristales, limitados por caras planas, muchas veces brillantes. La reflexión de los corpúsculos de calor se efectúa, por consiguiente, en todas direcciones, llamándose, por esta causa, *reflexión difusa*. La consecuencia es que sólo una parte del calor reflejado llega a la superficie de la Tierra; la otra se pierde en el espacio interplanetario.

La cantidad de calor absorbido depende de la constitución química de la materia, y está relacionado con su color. Materia de color oscuro, absorbe mucho los rayos solares; materia de color claro, poco. El cuerpo que absorbe el 100 % del calor, como por ejemplo el negro de humo, se llama *cuerpo negro*.

El calor absorbido produce un calentamiento de las partículas, poniendo en movimiento más intensamente sus moléculas. Las partículas calentadas, desde luego pierden calor. La pérdida se efectúa por emanación de calor, llamada *irradiación*, y por el proceso de *conducción*, comunicando su calor a las moléculas de aire que entran en contacto con ellas. La irradiación de calor se efectúa en todas direcciones. Por esta razón, sólo una parte del calor absorbido por las partículas sólidas beneficia a la Tierra; la otra se escapa de la atmósfera.

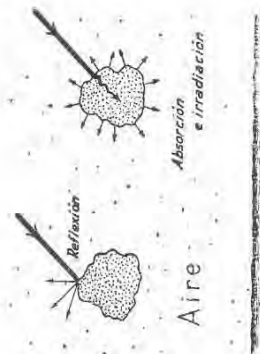


Fig. 37. — Influencia térmica de las partículas sólidas.

Parece como si todo cuerpo estuviese en cierto estado de efervescencia, determinado por su temperatura absoluta, y estuviere expidiendo pequeños provechales, "corpúsculos de calor", de su caudal de energía atómica. Cuanto más alta es la temperatura del cuerpo, más finos son estos corpúsculos y más energía contienen. Naturalmente, podemos decir también que cada cuerpo produce una cierta vibración del éter, en concordancia con su estado térmico. Si la temperatura del cuerpo aumenta, las vibraciones producidas son más frecuentes, y más reducida la longitud de las ondas originadas. La energía que el cuerpo gasta en este proceso la extrae de su energía térmica, disminuyendo la velocidad de su movimiento molecular; fenómenos que observamos como una disminución de su temperatura. Debido a la irradiación de calor, los cuerpos se enfrían.

Como se ve, la presencia de muchas partículas sólidas suspendidas en el aire afecta sensiblemente la cantidad de calor solar que llega a la superficie de la Tierra. En esto reside la influencia climatológica del polvillo volcánico arrojado a las altas capas atmosféricas.

52. Influencia del vapor de agua. — El vapor de agua es, como hemos visto¹, un conjunto de cinco moléculas de agua, o sea "algo"

¹ Véase página 33.

que se asemeja mucho a una partícula sólida. Por esta razón, el efecto que la presencia del vapor de agua ejerce sobre los rayos solares es análogo al que producen las partículas sólidas.

También el vapor de agua refleja a los corpúsculos de luz y de calor, y por consiguiente, su presencia origina una reducción de la cantidad del calor solar que llega a la superficie de la Tierra. Asimismo, el vapor de agua absorbe corpúsculos de calor y de luz, esparciendo, en compensación, corpúsculos de otro tamaño. Es como si la forma de este conjunto de cinco moléculas de agua fuese un tanto particular, y por consiguiente, su influencia sobre los corpúsculos de calor, variable, dependiendo de la posición accidental que tuviera respecto a la dirección de incidencia de ellos. Por esta razón, son especialmente los corpúsculos de determinado tamaño — u ondas de éter de determinada longitud — los que encuentran obstáculo en el vapor de agua y son absorbidos. El vapor de agua ejerce una *absorción selectiva* sobre la radiación solar (fig. 38).

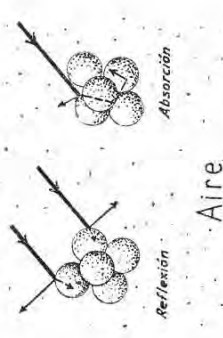


Fig. 38. — Influencia térmica del vapor de agua.

Las bandas del espectro solar que son absorbidas "con preferencia", están caracterizadas por las siguientes longitudes de ondas:

0.77; 0.93; 1.13; 1.37; 1.85 y 2.66 μ .

De la radiación terrestre, que se compone de ondas más largas, son absorbidas las de 6.26 μ , y la banda de 11 hasta 60 μ de longitud.

Por ser muy variable la cantidad de vapor de agua existente en el aire, naturalmente es muy diferente también el efecto térmico que el mismo ejerce.

Esta dependencia la demuestran las observaciones de Sulevich, efectuadas en Pavlovsk, en distintas condiciones higráficas de la atmósfera. Expresando éstas por intermedio de la presión del vapor de agua e , existente en el espacio, las intensidades I , de la radiación solar, resultaron ser:

e	=	1	2.5	6.9	10.13	11-17 mm,
I	=	1.40	1.31	1.26	1.22	1.13 cal/cm, mm.

La insolación es muy fuerte en las regiones secas de la Tierra. En Pilar, cerca de Córdoba, I es 1.37 cal/cm² min, o sea 14 % mayor que el valor medio, que es sólo 1.2.

53. Influencia de las gotitas de agua y de las nubes. — Una importancia excepcional reviste, para el régimen térmico de nuestra atmósfera, la presencia de gotitas de agua en el espacio, y particularmente sus grandes acumulaciones: las nubes.

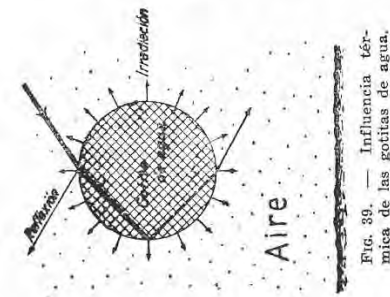


Fig. 39. — Influencia térmica de las gotitas de agua.

la intensidad de la evaporación que se verifica en su superficie—, mientras que el resto, después de varias reflexiones, es devuelto al ambiente exterior, en una dirección muy distinta de la dirección del rayo incidente (figura 39).

b) *Influencia de las nubes.* El efecto térmico de una nube es teóricamente igual al de una gotita de agua, pero en la práctica es mucho mayor. También las nubes reflejan una gran parte de los rayos solares; el resto es absorbido y aprovechado en su calentamiento, para ser irradiado luego en todas direcciones, o empleado en su evaporación. Esta transmutación de la energía solar está localizada principalmente en la superficie de las nubes. La cantidad calor reflejado llega frecuentemente al 80 %, de manera que sólo el 20 % es absorbido por ellas y empleado en su progresivo calentamiento, determinando de este modo la intensidad de la evaporación y de la irradiación de calor (fig. 40).

Una capa de nubes es una *pantalla* interpuesta entre el Sol y la Tierra, que

a) *Influencia de las gotitas de agua.* Las gotitas de agua tienen forma esférica, superficie brillante y gran transparencia. En ellas, los rayos de luz y de calor se reflejan con facilidad. Grande es, asimismo, la cantidad de calor absorbido. El ángulo de incidencia determina la relación entre la cantidad que es reflejada y la cantidad que penetra en la gotita. En el interior de las gotitas, una parte de los rayos es absorbida, contribuyendo de esta manera a su calentamiento —calentamiento del cual depende la cantidad de calor que irradian en todas direcciones, como también la intensidad de la evaporación que se verifica en su superficie—, mientras que el resto, después de varias reflexiones, es devuelto al ambiente exterior, en una dirección muy distinta de la dirección del rayo incidente (figura 39).

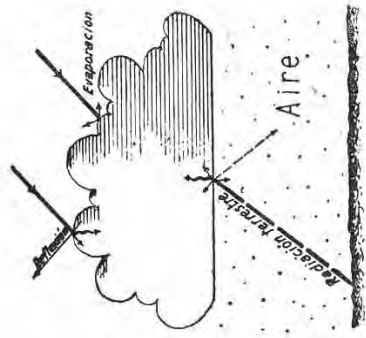


Fig. 40. — Influencia térmica de las nubes.

54. Influencia del aire puro y seco. — Cuando no hay partículas sólidas en el aire, ni vapor de agua, ni nubes, o sea, cuando el aire es “puro y seco”, los rayos solares que atraviesan la atmósfera experimentan sólo una *pequeña pérdida*. Esta puede ser explicada considerando también las moléculas del aire como pequeñas “partículas sólidas”, capaces de reflejar el calor o de absorberlo e irradiarlo luego hacia todos lados. El efecto producido es tanto mayor cuanto más grandes y pesadas son las moléculas con que tropiecen los rayos.

Entre todos los gases que componen el aire, prevalece la influencia térmica del *anhídrido carbónico*. También este gas, igual que el vapor de agua, ejerce una “absorción selectiva” sobre los corpúsculos de calor, particularmente sobre los caracterizados por la longitud de onda entre 12 y 16 μ . La reducción de la cantidad de calor solar que llega a la superficie de la Tierra, debido a la presencia de este gas, puede estimarse en 10 %.

Los demás gases, o sea los gases de moléculas mono y biatómicas, producen ya una reducción mucho más pequeña. La atmósfera puede ser considerada, por esta razón, con gran aproximación, como transparente para el calor solar. El aire se calienta principalmente por intermedio del suelo.

Los corpúsculos de calor que primero se dispersan, al penetrar en el mar de moléculas de nuestra atmósfera, son los pequeños: los ultravioletas, los violetas y los azules. Cuanto más pesados son los corpúsculos, o, dicho de otra manera, cuanto mayor es la longitud de onda del éter que los caracteriza, mayor es la probabilidad de que lleguen a la superficie de la Tierra.

Importante es el efecto de los corpúsculos ultravioletas, en particular de los *ultravioletas*. Ellos son los productores del gas *ozono* que hay en nuestra atmósfera y de un notable aumento de la temperatura en la altura (fig. 41).

55. Masa aérea atravesada por los rayos solares. — Como acabamos de ver, debido a la presencia de las moléculas de aire, de las partículas de vapor de agua, de las gotitas de agua y de las partículas sólidas, la intensidad de la radiación solar se debilita. El debi-

por un lado dificulta la llegada de calor solar a su superficie, pero por otro anula la pérdida de calor por irradiación. También el calor irradiado por la Tierra es, en parte, reflejado por la nube, y en parte absorbido y luego irradiado nuevamente hacia su fuente de origen. Esta *defensa térmica* es tanto mayor cuanto más baja y densa es la nube, y tanto menor, cuanto más alta y transparente es. En día de cielo nublado, la temperatura no se eleva mucho durante las primeras horas de la tarde, ni tampoco descende mayormente durante la madrugada. La amplitud diaria de la temperatura —con la que se expresa la diferencia entre las temperaturas máxima y mínima del día— es pequeña.

Con mucha nubosidad, los veranos son frescos y los inviernos templados. La amplitud anual de la temperatura —o sea la diferencia entre la temperatura del mes más caliente y la del mes más frío del año— es reducida.

litamiento crece, naturalmente, con la masa aérea atravesada.

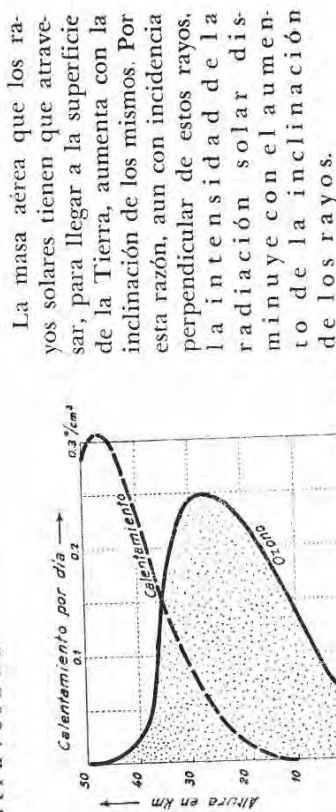


Fig. 41. — Contenido de ozono, O_3 , en el aire, y su probable influencia térmica.

masa aérea traspasada M puede ser calculada por la relación:

$$M : M_0 = \cos z = \sin h,$$

de donde:

$$M = \frac{M_0}{\cos z} = \frac{M_0}{\sin h},$$

o sea que la masa aérea que tiene que atravesar un rayo crece con el ángulo de incidencia, o lo que es lo mismo, disminuye con el ángulo de elevación (fig. 42).

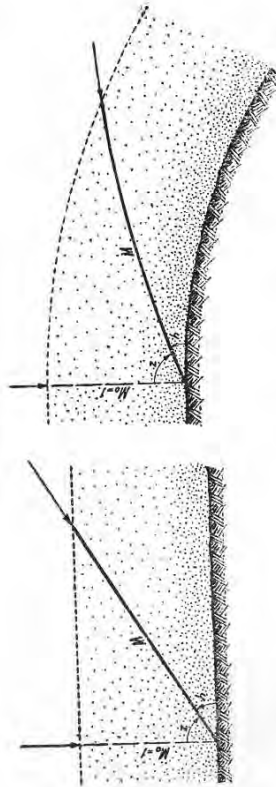


Fig. 42. — Aumento de la masa aérea a atravesar por los rayos, con el incremento de su inclinación, supuesto la Tierra plana y esférica.

Las masas aéreas que un rayo solar tiene que atravesar con las distintas inclinaciones, considerando la masa M_0 como "masa unidad", son, para:

$z =$	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
$h =$	90°	80°	70°	60°	50°	40°	30°	20°	10°	0°
$M =$	1,00	1,02	1,06	1,15	1,31	1,56	2,00	2,92	5,76	

Si la inclinación de los rayos es muy pronunciada, debe tenerse en cuenta también la influencia de la esfericidad de la Tierra y la curvatura de los rayos dentro de la Tierra y la influencia de estos factores está representada esquemáticamente en la figura 42. La figura 43 indica la masa aérea que un rayo tiene que atravesar, encontrándose el Sol a poca altura sobre el horizonte, teniendo ya en cuenta estas influencias. El efecto de este fenómeno se manifiesta claramente durante las primeras horas del día, en forma de un lento calentamiento de nuestra atmósfera.

C) CARACTERÍSTICAS DE LA INSOLACIÓN

56. Cantidad de calor que llega al límite de la atmósfera. — La atmósfera, con sus constituyentes —moléculas de aire, vapor de agua, partículas sólidas y nubes—, afecta sensiblemente a los rayos solares que la atraviesan antes de llegar a la superficie de la Tierra. Por esta razón, debe considerarse como intensidad real de la radiación solar la que ella tiene en el límite superior de la atmósfera.

La cantidad de calor que la Tierra recibe del Sol es formidable. En el límite superior de la atmósfera, y con incidencia vertical, cada centímetro cuadrado recibe, término medio, 1,94 calorías por minuto. Llamamos a esta cantidad de calor, la **constante solar**.

La *constante solar*, a pesar de su nombre, no es constante, en realidad, pero para la explicación de la mayoría de los fenómenos atmosféricos, puede ser considerada como tal. Sólo cuando se trata de un análisis minucioso de nuestro tiempo o de nuestro clima, es necesario recurrir a valores circunstanciales.

Las oscilaciones que se observan en la constante solar se deben:

a) A las variaciones que se producen en la distancia Sol-Tierra, debido a la excentricidad de la órbita de esta última. Encontrándose la Tierra en la proximidad del Sol (perihelio), la constante solar es 2,01; encontrándose alejada del mismo (afelio), sólo 1,88 $\text{cal/cm}^2 \text{ min}$. La variación, en el curso del año, llega pues a un 7 %.

b) A las variaciones que ocurren en la transparencia del espacio entre el Sol y la Tierra, debido a la presencia casual de finísima materia cósmica.

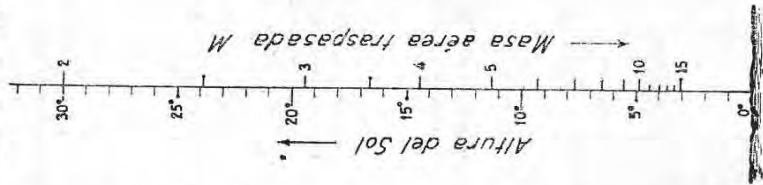


Fig. 43. — Influencia de la esfericidad de la Tierra y de la curvatura de los rayos solares, en la masa aérea a atravesar.

lor que recibe la superficie de la Tierra. Para conocer esta cantidad, es necesario tener en cuenta que los rayos solares tienen que atravesar previamente la atmósfera. Muchos "corpúsculos de calor" se extravían durante el traspaso del mar de moléculas formadas por nuestra atmósfera, y más todavía cuando ésta contiene partículas sólidas, vapor de agua, gotitas de agua, cristales de nieve, como ya hemos visto. Por estas causas, de la cantidad de calor solar que llega al límite de la atmósfera en el centro de la Argentina, sólo un 60 %, aproximadamente, alcanza la superficie de la Tierra, de manera que una superficie de 1 cm^2 , expuesta "perpendicularmente" a los rayos solares, recibe, término medio, $1.2 \text{ calorías por minuto}$.

Debido a la esfericidad de la Tierra, los rayos solares no inciden perpendicularmente, salvo raras excepciones motivadas por la topografía del terreno, por lo cual la cantidad de calor solar que llega a la superficie de la Tierra es considerablemente "menor" que la indicada. En Córdoba, una superficie horizontal de 1 cm^2 recibe, en 1 minuto, término medio, sólo 0.45 cal .

La intensidad de la radiación solar aumenta con la elevación, debido a la disminución de la masa aérea a traspasar. Cerros elevados y mesetas altas están expuestos a una radiación más intensa que las llanuras y terrenos bajos. Mediciones efectuadas en distintas alturas, A , han arrojado el siguiente resultado:

Washington	$A = 126 \text{ m}$	$I = 1.58 \text{ cal/cm}^2 \text{ min}$
Monte Wilson	$= 1737 \text{ "}$	$= 1.64 \text{ "}$
Monte Whitney	$= 4420 \text{ "}$	$= 1.72 \text{ "}$
Anconchilla	$= 5800 \text{ "}$	$= 1.75 \text{ "}$
En esféricos	$= 7500 \text{ "}$	$= 1.76 \text{ "}$
Globos sondas	$= 22000 \text{ "}$	$= 1.84 \text{ "}$

Esta tabla justifica también la exigencia de que las mediciones tendientes a la determinación de la **constante solar** se efectúen a gran altura, para libertarlas, en la mayor medida posible, de la influencia de las partículas sólidas, del vapor de agua, y aun del aire mismo. Las estaciones donde la Smithsonian Institution, de Washington, efectúa estas mediciones, inclusive sus alturas, son:

Table Mountain, en California	$A = 2290 \text{ m}$
Montezuma, en Chile	$= 2711 \text{ "}$
Santa Catarina, en Sinai (hasta 1938)	$= 2600 \text{ "}$
Burro Mountain, en Nueva México (desde 1938)	$= 2600 \text{ "}$

De mucha utilidad en la descripción del estado de transparencia de la atmósfera es el conocimiento de la relación que existe entre la cantidad de calor que recibe una determinada superficie con incidencia perpendicular de los rayos, y la cantidad que podría recibir, en el mismo lapso, si se encontrase en el límite de la atmósfera, o, lo que sería lo mismo, si la Tierra careciese de aire. Llámase a esta relación **coeficiente de transmisión**, porque indica qué parte del calor solar llega a la superficie de la Tierra. Comúnmente se lo representa con q . Su valor probable es 0.57.

FENÓMENOS TÉRMICOS

c) A la falta de constancia en la temperatura del Sol, según la Ley de Stefan-Boltzmann, para el mantenimiento de la actual constante solar, en la superficie del Sol debe reinar una temperatura de 6000°A . Pues bien: el Sol es un cuerpo gaseoso, rodeado por una potente atmósfera, en permanentes convulsiones. Signos manifiestos de éstas son las manchas y fáculas que se observan frecuentemente en su superficie. Una constancia en la temperatura de su superficie, en estas condiciones, no se puede esperar.

La observación sistematizada de la constante solar la realiza la Smithsonian Institution, de Washington. El valor dado por ésta es:

$$I_0 = 1.94 \text{ cal/cm}^2 \text{ min}, \\ = 0.135 \text{ Watt/cm}^2,$$

con una incertidumbre todavía de un 1.5% , y con variaciones ocasionales que pueden llegar al 3.5% .

NOTA: Según K. Wegener, la "constante solar" es notablemente mayor. Su valor es, aproximadamente, $2.5 \text{ cal/cm}^2 \text{ min}$. Este descubrimiento modificará todos los valores relacionados con esta constante.

La cantidad de calor solar que recibe la Tierra, puede ser calculada por la fórmula:

$$Q = S \cdot I_0 = r^2 \cdot \pi \cdot I_0$$

donde significa: S la sección de cilindro de luz que se proyecta sobre la Tierra, r el radio de ésta, y I_0 la constante solar. Siendo:

$$r = 6370 \text{ km} = 6.37 \cdot 10^8 \text{ cm},$$

$$I_0 = 1.94 \text{ cal/cm}^2 \text{ min},$$

resulta que:

$$Q = 2,424 \cdot 10^{28} \text{ cal/min}, \\ = 1,275 \cdot 10^{24} \text{ cal/año}.$$

Esta cantidad es sólo $4.5 \cdot 10^{-6}$, o sea la 450 millonésima parte del calor que emite el Sol en su totalidad; pero aun así, podría derretir, en el curso de un año, un manto de hielo de 33 metros de espesor en el límite de la atmósfera, y uno de 21 metros en la superficie de la Tierra.

La Luna también contribuye al calentamiento de la Tierra, pero en medida muy modesta. El calor que ella envía, es en parte calor solar reflejado, y en parte, calor solar absorbido e irradiado hacia la Tierra. Su intensidad es sólo de 10 cal/cm^2 año, y por consiguiente, podría derretir únicamente una capa de hielo de 1.4 mm de espesor.

Tampoco reviste mayor importancia la corriente de calor que sube del interior de la Tierra, porque llega únicamente a 54 cal/cm^2 año, cantidad que sería capaz de derretir una capa de hielo de 7.4 mm de espesor.

Sin el calor solar, la Tierra tendría la temperatura del espacio interplanetario, determinada por el calor que irradian las estrellas. Esta temperatura se estima en 3°A , $= -270^\circ \text{C}$.

57. Cantidad de calor solar que llega a la superficie de la Tierra. — La constante solar *no* expresa la cantidad de ca-

Igualmente provechoso es el conocimiento del *coeficiente de extinción*, ϵ , de los rayos solares dentro de nuestra atmósfera. Su valor negativo es el logaritmo natural del coeficiente de transmisión.

Por último, a aquella parte del calor solar que **no** llega a la superficie de la Tierra, y que más bien abandona nuestra atmósfera como calor reflejado e irradiado, con relación a la cantidad que incide sobre ella, la llamamos *albedo* ¹ de la Tierra. Su valor más probable es 0.43. El albedo es el valor complementario del coeficiente de transmisión. La suma de los dos es 1.

Expresando estas relaciones en lenguaje matemático, se tiene:

$$\begin{aligned} \text{coeficiente de transmisión: } q &= 1 - I_0 \\ \text{coeficiente de extinción: } -\epsilon &= \ln q = 0.4343 \log q \\ \text{albedo } \dots\dots\dots a &= 1 - q \end{aligned}$$

58. Pormenores del debilitamiento de la radiación solar.—

Hasta ahora hemos considerado a la radiación solar como "algo homogéneo", compuesto de corpúsculos de luz y de calor de igual tamaño y energía, o lo que es lo mismo, formado por ondas de éter de una sola longitud. Pero esto no concuerda con la realidad. Los corpúsculos de luz y de calor tienen diferente tamaño y energía, y la longitud de ondas de éter que los acompañan también son distintas. Por esta razón, los distintos corpúsculos son afectados por la atmósfera —con sus conjuntos de moléculas de aire, vapor de agua y partículas sólidas— de muy diferente manera. Unos encuentran más dificultades en su penetración que otros.

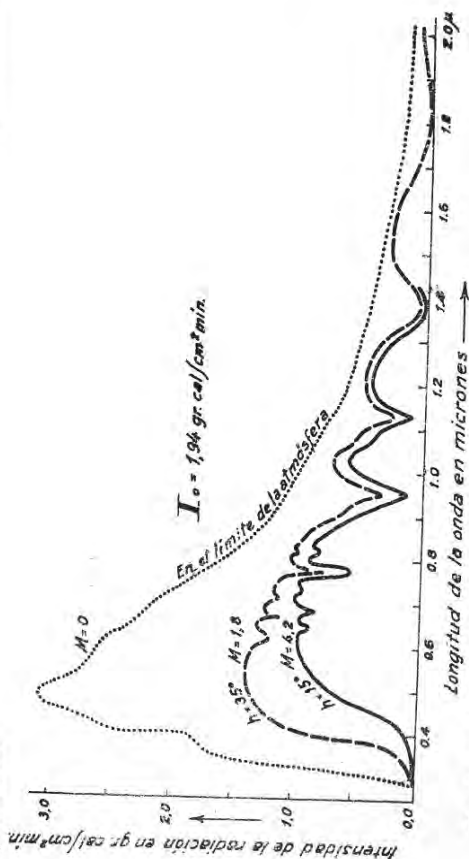


FIG. 44. — Debilitamiento de la intensidad de la radiación solar con el incremento de la masa aérea traspasada, para las distintas longitudes de onda del éter.

La figura 44, inspirada en Albrecht, representa la reducción de la intensidad de la radiación solar, en dependencia de la masa aérea traspasada, para las

¹ Del latín *albedo* = blanquecino.

distintas longitudes de ondas, o sea para los diferentes corpúsculos de luz y de calor. La línea punteada representa la intensidad de la radiación solar en el límite de la atmósfera, donde la masa aérea traspasada $M = 0$. La línea a trazos, a su vez, representa los valores que corresponden a una altura del Sol de 35°, siendo la masa aérea a traspasar de 1.8. Por fin, la línea llena representa los valores para el caso en que el Sol se encuentre sólo a 15° de altura, y por consiguiente, la masa aérea a traspasar sea de 4.2. Es notable la dispersión de la luz violeta y ultravioleta, con longitud de onda entre 0.3μ y 0.4μ , como asimismo la influencia del vapor de agua y del anhídrido carbónico, absorbentes de ciertas radiaciones de onda larga, que se deduce de esta figura.

En la tabilla siguiente, en la cual M significa la masa aérea traspasada, h la altura del Sol, y λ la longitud de onda, basándonos en los cálculos efectuados por A. Brecht indicamos la *cantidad de luz* que llega a la superficie de la Tierra, en % de la que incide en el límite de la atmósfera.

Masa aérea	0	1	2	4	6	8	32
Altura del Sol	90°	30°	14.3°	9.3°	6.8°	5.2°	2°
rojo A	100	95	91	81	74	66	10.7 %
amarillo D	100	87	75	57	43	32	0.1 "
azul F	100	74	54	30	16	9	0.0 "
violeta H	100	51	25	7	2	0	0.0 "
Brillo del Sol	100	84	70	50	30	21	0.2 "

Como se deduce de esta tabilla, la luz violeta y la azul se reducen rápidamente con la inclinación de los rayos solares. Cerca del horizonte, la luz solar está compuesta casi exclusivamente de rojo y algo de anaranjado. El brillo del disco solar mismo disminuye con rapidez, reduciéndose a la mitad cuando el Sol se encuentra todavía a 14° de altura sobre el horizonte. En el momento de la puesta del Sol, su brillo es sólo la 420 avas parte del que tiene en el cenit.

59. Influencia de la inclinación de los rayos solares.— Debido a la continua variación de la altura del Sol, como también a la topografía del terreno, una determinada superficie de la Tierra recibe distintas cantidades de calor en un mismo lapso. La cantidad obtenida depende de la inclinación de los rayos solares "con respecto a la superficie".

Consideremos un haz de rayos solares de sección rectangular $S = ab$, y supongamos que la intensidad de ellos es I cal/cm² min. La cantidad de calor que la superficie S recibe es entonces, $C = IS$. Con incidencia vertical, este haz de rayos calienta un área igual a su sección, por lo que la cantidad de calor que recibe 1 cm² de ella en 1 minuto es 1 calorías. Pero si los rayos están inclinados, la superficie calentada $S' = a'b'$ es mayor que su sección, por lo cual el calentamiento I' por unidad de superficie es menor. En efecto,

$$\begin{aligned} C &= I \cdot S = I' \cdot S' \\ &= I \cdot ab = I' \cdot a'b' \end{aligned}$$

de donde

$$I' = \frac{S}{S'} = \frac{ab}{a'b'} = \frac{a}{a'} = \frac{1}{\sin \alpha}$$

o, expresando de otro modo

$$\begin{aligned} I' &= I \cdot \cos \alpha \\ &= I \cdot \sin h \end{aligned}$$

FENÓMENOS TÉRMICOS

78

El calentamiento de una superficie disminuye con el coseno del ángulo de incidencia de los rayos solares, o lo que es lo mismo: el calentamiento de una superficie aumenta con el seno del ángulo de elevación de los rayos solares (fig. 45).

a) El ángulo de elevación de los rayos solares crece desde la salida del Sol hasta su paso por el meridiano, momento desde el cual disminuye nuevamente. La cantidad de calor solar que recibe una determinada superficie en la unidad de tiempo, efectúa una variación proporcional. El máximo calentamiento se produce en el momento de la "culminación" del Sol, o sea cuando ha alcanzado su altura máxima. Este calentamiento diario de la Tierra, en forma periódica, es de suma importancia para la marcha de los elementos meteorológicos, originando en ellos un desarrollo concordante, fenómeno que se manifiesta como un *periodo diario* en la variación de ellos.

b) La altura que el Sol alcanza en el momento de su culminación varía en el curso del año. En el verano, el Sol culmina 23° 24' más alto que en la primavera y en el otoño; en el invierno, por la misma cantidad más bajo. La consecuencia es que la misma superficie recibe, a mediodía, en la unidad de tiempo, distintas cantidades de calor. Así, por ejemplo, en Córdoba, estas cantidades son, durante la incidencia perpendicular de los rayos:

21 de marzo		I = 1,20 cal/cm ² min
22 de junio		" = 0,81 "
23 de septiembre		" = 1,20 "
22 de diciembre		" = 1,39 "

Como se ve, la misma superficie recibe en el verano casi doble cantidad de calor que en el invierno.

También el tiempo durante el cual una superficie está expuesta a la radiación solar, llamado *tiempo de insolación*, es distinto, y también diferente, por consiguiente, el calentamiento. El tiempo de insolación depende de la "longitud de los días", y ésta, de la latitud geográfica y de la declinación del Sol. En el polo, una superficie recibe, durante el verano, la misma cantidad de calor solar que otra igual en la región tropical, debido al alargamiento de los días. Durante el invierno, y debido a su acortamiento, la desproporción aumenta considerablemente. La región polar apenas recibe calor.

Estos dos factores —la "longitud de los días" y la "altura del Sol a mediodía"— influyen en el desarrollo de los elementos meteorológicos y fenómenos atmosféricos, originando en ellos un marcado *periodo anual*.

c) El calentamiento de las diversas partes de la Tierra depende asimismo de la *topografía del terreno*, porque determina su "exposición" respecto a los rayos solares.

Un cerro situado en la región templada, recibe en sus distintas partes cantidades de calor solar muy diferentes entre sí. Su ladera orientada hacia el norte, aumenta el ángulo de incidencia de los rayos solares; la orientada hacia el sur, lo disminuye. La consecuencia es que aquélla recibe, en nuestro medio geográfico, una cantidad de calor como corresponde a la región tropical, y ésta, una como corresponde a la región polar. Por esto se llama *solanas* a las laderas orientadas hacia el norte, y *umbrias* a las orientadas hacia el sur (fig. 46). Esta gran diferencia en el calentamiento repercute en la intensidad de la evaporación, y los factores, en conjunto, en el carácter de la vegetación. Las solanas son más bien secas, pobres en pasto, con plantas de poco follaje y muchas espigas (plantas xerofitas). Las umbrias son más bien húmedas, ricas en pasto, con plantas que tienen abundante follaje y pocas espigas (plantas halofitas). Conviene escalar los cerros por su lado sur.



FIG. 46. — Influencia de la "exposición", en la intensidad de los rayos solares.

Conviene escalar los cerros por su lado sur.

60. Las radiaciones que traspasan la atmósfera. — Todo cuerpo que se encuentra en el espacio —sea una pequeñísima molécula de aire, una partícula de vapor, gotita de agua o cristal de nieve, una nube o partícula sólida, inclusive el cuerpo más grande que está a nuestra vista: la Tierra— refleja una parte del calor solar que incide sobre el mismo; el resto lo absorbe, y luego lo irradia hacia todos los rumbos. Nuestra atmósfera está cruzada, por esta razón, constantemente, por radiaciones provenientes de todas direcciones.

Corresponde distinguir tres clases de radiaciones:

- a) la radiación solar;
- b) la radiación terrestre;
- c) la radiación atmosférica.

a) La *radiación solar* es el conjunto de los rayos solares que inciden directamente sobre la Tierra. La máxima intensidad de esta radiación se encuentra, como se deduce de la figura 44, en la onda de $0,48 \mu$ de longitud.

Los aparatos destinados a medir la radiación solar se llaman *pirheliómetros*¹. Si permiten medir sólo la "intensidad relativa" de la radiación, de manera que sus indicaciones tengan que ser calibradas previamente, se llaman *actinómetros*², y si los mismos permiten un registro continuado de la radiación, *actinógrafos*.

¹ Del griego *pyr* = fuego, y *helio* = sol.

² Del griego *actin* = rayo de luz.

b) La *radiación terrestre* está formada por los rayos calóricos que emite la Tierra, conforme a la Ley de Stefan-Boltzman, en proporción a la cuarta potencia de su temperatura absoluta¹. Esta radiación está compuesta por ondas entre 3 y 100 μ de longitud, encontrándose su máxima intensidad en la gama de 10 μ (fig. 47).

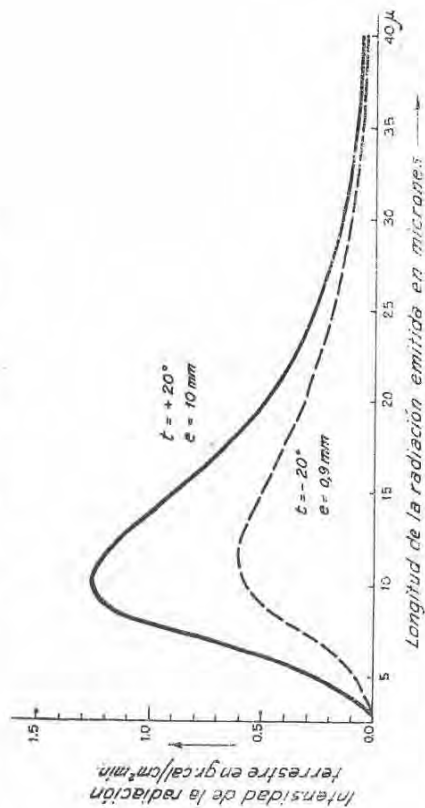


FIG. 47. — Intensidad de la "radiación terrestre" en diversas condiciones térmicas del aire.

Los aparatos que permiten medir la intensidad de la radiación terrestre se llaman *pirheliómetros*².

c) La *radiación atmosférica* es el conjunto de los rayos que inciden **indirectamente** sobre los cuerpos, reflejándose previamente en las moléculas del aire, en el vapor de agua, en las gotitas de agua, cristales de nieve, nubes y partículas sólidas, o siendo absorbidos por las mismas e irradiados en todas las direcciones. Esta radiación está compuesta, por esta razón, igual que la radiación solar, de ondas cortas, o sea de pequeños corpúsculos de luz. La máxima intensidad se encuentra en la onda de 0,5 μ de longitud (fig. 48). La radiación solar absorbida e irradiada en todas direcciones, crece con la masa aérea traspasada. Con cielo nublado, alcanza valores de consideración.

Los aparatos que permiten medir la intensidad de la radiación atmosférica se llaman *piranómetros*, y los que posibilitan medir la radiación solar y la atmosférica en conjunto, *solarímetros*.

61. Medición de la radiación solar. — Los aparatos empleados en la medición de la intensidad de la radiación solar son:

¹ Véase página 94.

² Del griego *phr* = fuego, y *me* = tierra.

1) El *pirheliómetro de Pouillet* (fig. 49), el más antiguo, ideado en 1837; consiste en un tambor cilíndrico de plata, *c*, que contiene 100 cm³ de agua. Su cara

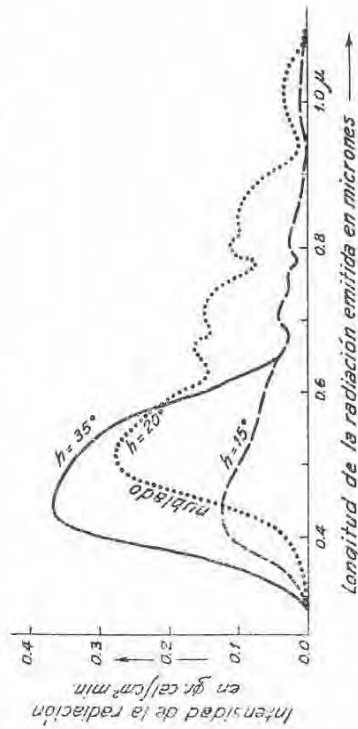


FIG. 48. — Intensidad de la "radiación atmosférica" con distintas alturas del Sol y cielo nublado.

superior, cubierta con negro de humo, puede ser expuesta a los rayos solares por medio de un disco, *d*, de igual diámetro, de manera que éstos incidan perpendicularmente. El tubo metálico *t* contiene un termómetro cuyo bulbo se encuentra dentro del agua. El botón *b* sirve para mezclar bien el agua, de manera que su temperatura sea uniforme.

2) Una realización moderna de este aparato se tiene en el *pirheliómetro a vena líquida*, construido por Abbot en 1905, considerado hoy como uno de los aparatos fundamentales. El agua fluye en forma de espiral, alrededor de un cono ennegrecido, calentado por los rayos solares, tomándose su temperatura al entrar en la cañería y al salir de ella.

3) Otro modelo preciso es el *pirheliómetro a disco de plata*, también de Abbot, construido en 1909 (fig. 50). En él, en lugar de agua como agente térmico, es empleado un disco de plata. Su calentamiento se mide con un termómetro, cuyo bulbo se encuentra hundido en su interior. El método de observación y de cálculo es igual al empleado por Pouillet. Con un aparato de esta clase efectuó Bigelow las primeras mediciones en la Argentina.

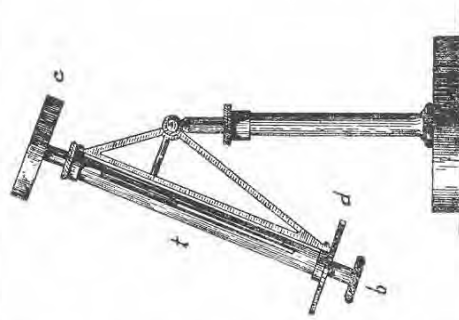


FIG. 49. — Pirheliómetro de Pouillet.

4) Un aparato "standard", que aun hoy conserva el primer puesto, es el *pirheliómetro de compensación de Angström*, construido en

1893 (fig. 51). Lo esencial de este aparato son dos delgadas láminas rectangulares de mangano, L_1 y L_2 , de $20 \times 2 = 40 \text{ mm}^2$ de superficie, ubicadas una al lado de otra dentro de un tubo metálico, que permite exponerlas a una incidencia perpendicular de los rayos solares. Estas láminas forman parte de un circuito termoelectrónico. Si la temperatura de ambas es igual, el galvanómetro G intercalado no acusa desviación alguna. Pero exponiendo una lámina a los rayos solares, se origina una corriente. Esta puede ser anulada calentando la lámina que quedó en la sombra, mediante el efecto térmico de una segunda corriente, alimentada por la pila P y regulada por la resistencia R . Su intensidad la mide el amperímetro A . El calor suministrado por esta corriente es igual al calor absorbido por la lámina expuesta a los rayos solares.

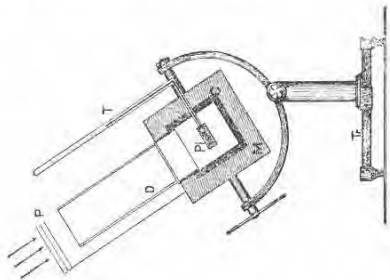


Fig. 50. — Pirheliómetro "a disco de plata". de Abbot: P , disco de plata; C , recipiente de cobre; M , envoltura de madera; D , cilindro de orientación; P , pila; T , termómetro; T , trípode.

tal manera que mientras las lámparas se encuentran a igual exposición, por ejemplo, en la sombra, el amperímetro, intercalado en el puente, no acusa corriente

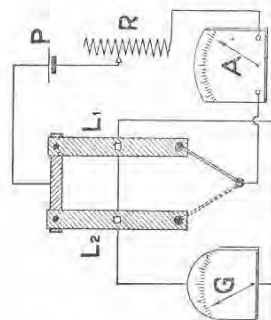


Fig. 51. — Esquema del pirheliómetro "de compensación", de Angström.

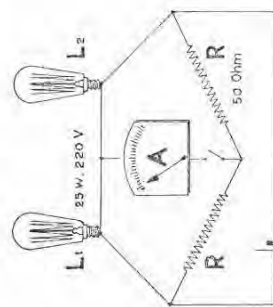


Fig. 52. — Esquema del solarímetro de Lagarmilla.

alguna. Pero exponiendo una de las lámparas a los rayos solares, se calienta su filamento metálico, varía su resistencia y desaparece el equilibrio eléctrico del puente. Por el amperímetro fluye entonces una corriente, proporcional al calentamiento producido por la radiación solar. Con ayuda de un pirheliómetro absoluto, el aparato puede ser graduado de tal manera, que las lecturas del amperímetro indiquen

la intensidad de la radiación solar misma en $\text{cal/cm}^2 \text{ min}$. El aparato es poco sensible a las influencias térmicas extrañas (convección y conducción de calor), pudiendo ser empleado aun con viento. Con él se puede medir también la radiación atmosférica y la radiación terrestre.

6) Llama la atención, por su sencillez, el *actinómetro* Arago-Davy, mejorado por Robitzsch (fig. 53). Consiste en un juego de dos termómetros iguales, muy sensibles. Uno tiene el bulbo ennegrecido, por lo cual absorbe "toda" la radiación solar. El otro posee un bulbo gris claro, por lo cual refleja la radiación de onda corta y sólo absorbe la de onda larga. Expuestos ambos termómetros al sol, la diferencia de temperaturas que acusan resulta una medida de la intensidad de la radiación solar, compuesta principalmente por onda corta. Calibrado el aparato convenientemente, se obtiene la intensidad de la radiación solar en $\text{cal/cm}^2 \text{ min}$.

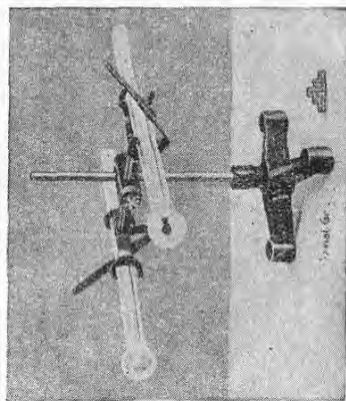


Fig. 53. — Actinómetro Arago-Davy, mejorado por Robitzsch.

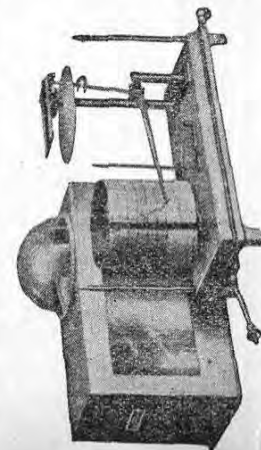


Fig. 54. — Actinógrafo de Robitzsch.

7) Para el registro continuo de la intensidad de la radiación solar se usa el *actinógrafo* de Robitzsch, semejante a los demás aparatos registrados (fig. 54). Su parte vital la forman tres laminillas bimetálicas, acomodadas horizontalmente, bajo una campana de vidrio, que las resguarda del viento y de la lluvia. Las laminillas laterales son blancas, y la central, ennegrecida. Las tres laminillas se encuentran soldadas por uno de sus extremos; por el otro, sólo las laterales. El extremo libre de la lámina negra lleva un estilite que, mediante un mecanismo de transmisión, permite registrar, sobre un tambor en rotación, las deformaciones producidas por el calor solar. La faja registradora lleva una escala tal, que su lectura da la intensidad de la radiación solar misma.

62. Deducción de la "constante solar" y del "coeficiente de transmisión". — De las mediciones de la intensidad de la radiación solar efectuadas en la superficie de la Tierra, es posible deducir el valor mo-

mentáneo de la "constante solar", como también el "coeficiente de transmisión", elementos de juicio valiosos cuando se quiere caracterizar la intensidad de las corrientes térmicas que atraviesan nuestra atmósfera.

La fórmula necesaria se deduce de la siguiente manera:

Consideremos el "debilitamiento" de un rayo solar que penetra en nuestra atmósfera, con incidencia vertical (fig. 55). Imaginemos dividida la atmósfera en diminutas capas horizontales, de manera que cada una esté compuesta por una "diminuta masa" dM . En el límite superior de una capa cualquiera, el rayo incidente tiene la intensidad I . Durante la travesía de la capa se debilita algo, disminuyendo su intensidad la "diminuta cantidad" dI . Al pasar el límite inferior, su intensidad es, pues, $I' = I - dI$. La disminución, por supuesto, es tanto mayor cuanto mayor es la intensidad del rayo y cuanto mayor es la masa aérea traspasada. Depende, además, del "estado del aire", dependencia que expresamos por medio de un factor que llamamos **coeficiente de extinción**. Teniendo en cuenta la influencia de estos factores, la disminución de la intensidad de la radiación puede ser expresada por la fórmula:

$$dI = -I \cdot \epsilon \cdot dM,$$

que es la ecuación diferencial del debilitamiento de la luz al atravesar una diminuta masa aérea dM , caracterizada por el coeficiente de extinción ϵ .

Esta ecuación podemos escribirla también en la forma:

$$\frac{dI}{I} = -\epsilon \cdot dM.$$

Hasta ahora hemos considerado el debilitamiento del rayo al atravesar sólo "una" capa de aire. Para llegar a conocer el debilitamiento "total" que el rayo experimenta al traspasar la atmósfera, cuya masa suponemos M , es necesario "sumar" estos debilitamientos infinitesimales, operación que se realiza por medio de la "integración" de la ecuación. De este modo:

$$\int \frac{dI}{I} = -\epsilon \int dM + C,$$

que da

$$\ln I = -\epsilon \cdot M + C.$$

La "constante de integración" C se puede determinar aplicando la fórmula al límite superior de la atmósfera. En ella, $M = 0$, e $I = I_0$, o sea la constante solar. Obtenemos así:

$$\ln I_0 = -0 + C,$$

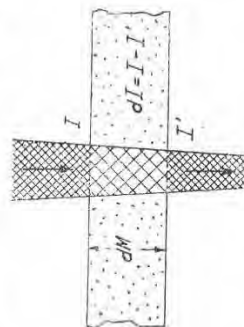


FIG. 55. — Debilitamiento dI de un rayo solar, al atravesar una diminuta lámina de aire, dM .

la radiación puede ser expresada por la fórmula:

por lo que:

$$C = \ln I_0.$$

Reemplazando este valor en la ecuación anterior, resulta:

$$\ln I - \ln I_0 = \ln \frac{I}{I_0} = -\epsilon \cdot M$$

$$\frac{I}{I_0} = e^{-\epsilon \cdot M}$$

significando $e = 2,7172$, la base de los logaritmos naturales. De aquí:

$$I = I_0 \cdot e^{-\epsilon \cdot M}$$

que es la llamada **fórmula de Lambert**.

Reemplazando en esta fórmula $e^{-\epsilon}$ por q , siendo q el "coeficiente de transmisión", se obtiene:

$$I = I_0 \cdot q^M$$

que es la **fórmula de Bouguer**.

En el "límite de la atmósfera", por supuesto, $M = 0$, y por consiguiente, $I = I_0$. Con incidencia vertical, la masa que los rayos solares tienen que atravesar es la "masa unidad", $M = 1$, por lo que $I = q \cdot I_0$. El valor medio de $q = 0,57$, de manera que la cantidad de calor que llega a la superficie de la Tierra, con incidencia vertical de los rayos, es:

$$I = 0,57 I_0 \text{ cal/cm}^2 \text{ min.}$$

63. Equilibrio de la radiación. — La cantidad de calor que una superficie de 1 cm^2 recibe, en un minuto, en el límite de la atmósfera, es: $I_0 = 1,94$ calorías; por consiguiente, la Tierra recibe una cantidad $Q = S_0 I_0 = r^2 \pi \cdot I_0$ de calor¹. Esta cantidad, repartida por toda la superficie, da una intensidad de calentamiento

$$I = S_0 I_0 : S = r^2 \pi \cdot I_0 : 4r^2 \pi = I_0 : 4,$$

o sea:

$$I = 0,485 \text{ cal/cm}^2 \text{ min}$$

$$= 700 \text{ cal/cm}^2 \text{ día}$$

Las observaciones meteorológicas continuadas —las de Milán abarcan ya más de 150 años— no acusan ni aumento ni disminución de la temperatura media del aire. Esto demuestra que la cantidad de calor solar que recibe la Tierra es igual a la cantidad que irradia. Tanto la Tierra como su atmósfera se encuentran en un **equilibrio de radiación**.

¹ Véase página 74.

Esta afirmación es válida para "toda" la Tierra y para "toda" su atmósfera, mas no para partes de ella. Para pequeñas extensiones, este equilibrio existe solamente cuando se tiene en cuenta también el transporte de calor que efectúan la circulación atmosférica y oceánica por la superficie de la Tierra.

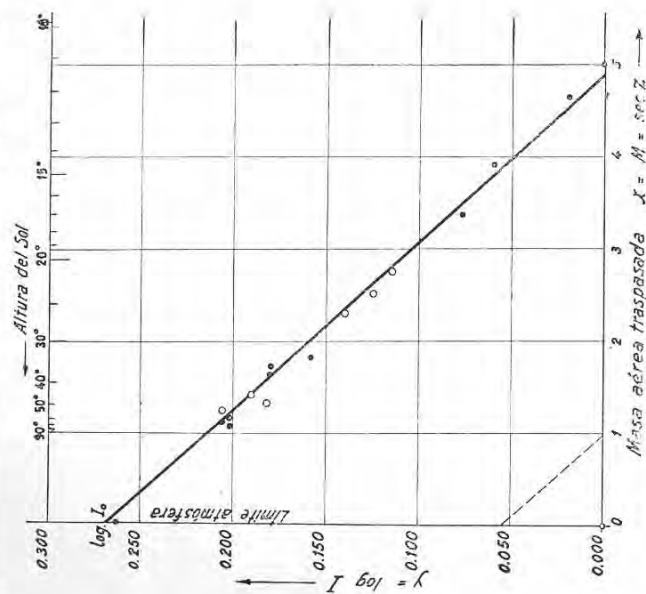


FIG. 56. — Gráfica para la determinación de la "constante solar" y del "coeficiente de transmisión", medidas la intensidad de la radiación solar y las masas aéreas traspasadas.

Tampoco existe este equilibrio en un espacio de tiempo cualquiera. Hay épocas en que la cantidad de calor recibida es mayor que la cantidad irradiada, y las hay también en que es menor. Los veranos y los inviernos, las temporadas secas y las lluviosas, las épocas de intensa y de débil actividad volcánica, son ejemplos de ello.

Muchos investigadores se han ocupado del equilibrio de radiación. El problema, sin embargo, no está resuelto todavía. La labor de investigación realizada hasta hoy es una demostración más de que la ciencia es sólo una aproximación a la verdad, cada vez mayor, como se comprende.

64. "Amparo térmico" que realiza la atmósfera. — A la superficie de la Tierra llega sólo el 57 % del calor solar que incide en el límite de la atmósfera. El resto, 43 % del total, es disipado hacia el espacio infinito. A pesar de esta pérdida, la presencia de la atmósfera resulta beneficiosa para el régimen térmico de la Tierra. Este fenómeno se denomina *amparo térmico* de la atmósfera.

Conocemos la temperatura media del aire en la superficie de la Tierra. Ella es $+14.3^{\circ}$. Preguntémonos cuál sería la temperatura que existiría "sin" la presencia de la atmósfera. La diferencia entre las dos temperaturas nos ilustrará sobre el "efecto térmico" de la presencia de nuestra envoltura aérea.

"Sin" atmósfera, por supuesto, la superficie de la Tierra obtendría, con incidencia vertical, la misma cantidad de calor que recibe, ahora, en el límite de la atmósfera. Esta cantidad es $I_0 = 1.94 \text{ cal/cm}^2\text{min}$. La superficie real de la Tierra es cuatro veces mayor que la sección del cilindro de luz que la ilumina. La cantidad de calor que cada centímetro cuadrado de su superficie recibe es, pues, sólo $I = I_0/4 = 0.485 \text{ cal/cm}^2\text{min}$.

Para que exista un "equilibrio térmico", una cantidad igual de calor tiene que ser irradiada también. La temperatura necesaria para que esta irradiación se verifique puede ser determinada mediante la Ley de Stefan-Boltzmann.

Existe la igualdad:

$$\sigma \cdot T^4 = I_0/4,$$

de donde

$$T = \sqrt[4]{\frac{I_0}{4 \cdot \sigma}}$$

Siendo $I_0 = 1.94 \text{ cal/cm}^2\text{min}$, $\sigma = 8.26 \cdot 10^{-12} \text{ cal/cm}^2 \text{ grado}^4$, resulta que $T = 276.81^{\circ}$. Restando de esta cantidad $T_0 = 273.16^{\circ}$, se obtiene la temperatura que reinaría en la superficie de la Tierra sin la presencia de la atmósfera. Ella sería $= +3.65^{\circ}$.

"Con" la presencia de la atmósfera, la temperatura media del aire, en la superficie de la Tierra, es de $+14.3^{\circ}$; "sin" ella sería $+3.6^{\circ}$. Por consiguiente, el *amparo térmico* que realiza la atmósfera es de $+10.7^{\circ}$.

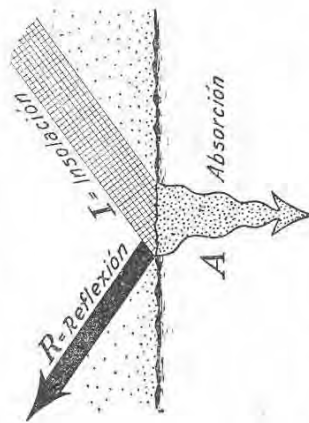


FIG. 57. — Una parte de la radiación solar, I , es reflejada, R ; el resto, A , absorbido. $R + A = I$.

D) INFLUENCIA TÉRMICA DEL SUELO

65. Reflexión del calor solar. — Una parte del calor solar que llega a la superficie de la Tierra es *reflejado* por el suelo; el resto es *absorbido*. Cuanto mayor es el "poder de reflexión" de un suelo, menor es su "poder de absorción". En consecuencia, toda condición que favorezca la reflexión del calor solar, dificulta la absorción de éste (fig. 57).

Los factores que determinan la cantidad de calor solar reflejado son:

a) el ángulo de incidencia de los rayos;

- b) la forma de la superficie;
c) el color de ésta;
d) su rugosidad;
e) su estado higrico.

Cuanto mayor es el ángulo de incidencia de los rayos, más grande es la cantidad de calor reflejado. Los mares reflejan el 70 % del calor solar cuando los rayos tienen una inclinación de 5,5°; el 40 % cuando es de 12,2°; reduciéndose a 8 % cuando la altura del Sol alcanza a 50°. Los médanos reflejan el 80 % del calor solar cuando el Sol se encuentra a 10° de altura, el 50 % cuando está a 30°, y todavía el 35 % cuando se halla a 50° de altura.

Una superficie convexa refleja más calor que una cóncava; una superficie de color claro, más que una de color oscuro. Muy importante es el estado de la superficie. Una superficie brillante refleja el calor solar como un espejo; una superficie mate lo refleja en una dirección preponderante; una superficie rugosa, en todas direcciones. Cuanto más rugosa es una superficie, menor es la reflexión y mayor la absorción del calor solar (fig. 58).

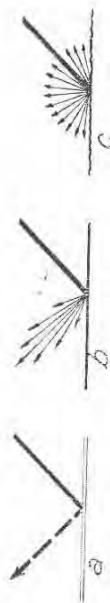


FIG. 58. — Reflexión de los rayos solares: a, en una superficie brillante; b, en una superficie mate; c, en una superficie rugosa.

La tierra mojada por la lluvia o el rocío refleja poco los rayos solares. La mayor parte del calor penetra en la película de agua que cubre los objetos, y es absorbida, siendo empleada en su calentamiento, favoreciendo de este modo su evaporación.

He aquí algunos datos que ilustran sobre el poder de reflexión de las distintas materias que forman el suelo:

	refleja de
Monte	5 a 18 %
Prado, de pasto tierno	25 " 26 "
Prado, de pasto alto y seco	31 " 32 "
Pasto húmedo, después de lluvia	20 " 22 "
Tierra arada	14 " 16 "
Tierra negra	12 " 14 "
Arena	12 " 18 "
Roca	12 " 26 "
Agua, según la incidencia	8 " 71 "
Nieve bien asentada	42 " 70 "
Nieve recién caída	81 " 85 "

La nieve, compuesta por cristales de agua, tiene un comportamiento semejante al vidrio. Refleja los rayos entre 0,3 y 4 μ de longitud de onda, pero absorbe los de ondas mayores de 4 μ .

66. Absorción del calor solar. — La parte del calor solar no-reflejado penetra en el suelo, donde es absorbido y empleado en su calentamiento.

Supuesto el calor como algo *corpúscular*, la explicación de este fenómeno sería la siguiente: Una parte de los "corpúsculos de calor" que chocan contra el suelo, rebota y sigue su viaje a través del espacio. Llamamos a este fenómeno: *reflexión del calor solar*. El resto de los corpúsculos penetra en el suelo y explota en el mismo, poniendo de este modo en un movimiento más intenso a sus moléculas, fenómeno que llamamos *absorción de calor*. El resultado de este proceso es el calentamiento del suelo.

Suponiendo al calor como un *movimiento ondulatorio del éter*, la explicación no es ya tan sencilla. En este caso, es necesario tener en cuenta, la estructura molecular de la materia. Como sabemos¹, toda molécula está compuesta por uno, dos o más átomos, y éstos por un núcleo, alrededor del cual gira un cierto número de electrones, en órbitas cada vez más distantes. Cuando, debido a la intensidad del movimiento del éter, un electrón salta de una órbita a otra situada más afuera, en que la velocidad del movimiento es mayor, la energía cinética del sistema atómico aumenta. Decimos, en este caso, que el cuerpo *absorbió calor*. A la inversa, cuando un electrón salta de una órbita exterior a una interior, donde es obligado a moverse a menor velocidad, la energía cinética del sistema disminuye. El pequeño sobrante de energía que resulta de este salto es *irradiado* en forma de calor, por lo cual el cuerpo se enfría.

Los factores que determinan la magnitud de la absorción de calor son:

- a) el ángulo de incidencia de los rayos;
- b) la sinuosidad del terreno;
- c) el color de la materia que forma el suelo;
- d) la humedad del suelo;
- e) la rugosidad de la superficie.

La incidencia perpendicular de los rayos solares favorece la absorción: la incidencia rasante, la reflexión. Las superficies cóncavas absorben más fácilmente calor que las superficies convexas. El color oscuro favorece la absorción; el color claro, la reflexión. El suelo húmedo absorbe más calor que el suelo seco, ya que los rayos solares penetran fácilmente en la película de agua que envuelve las migajas de tierra, por el proceso de refracción. Se comprende, también, que cuanto mayor es la rugosidad de la superficie, más fácil resulta la absorción del calor solar, debido a la reflexión de los rayos dentro de las concavidades de ella.

El *calentamiento* que una misma cantidad de calor produce en distintas materias, es muy diferente; no sólo depende de la composición química de éstas, sino también de su estructura física y de la conductibilidad térmica que caracteriza a cada una.

La cantidad de calor necesaria para elevar la temperatura de "un gramo" de masa de una determinada materia 1° C, se llama su *calor específico por unidad de masa*. Análogamente, la cantidad de calor necesario para aumentar la tempe-

¹ Ver página 17.

raura de "un centímetro cúbico" de una materia 1°C , se llama *calor específico* por unidad de volumen. Los dos valores no son idénticos, excepto en el agua, debido a que 1 cm^3 de agua, por definición, tiene una masa de 1 gramo.

En la tabella siguiente indicamos los *calores específicos*, por "gramo de masa" y por "centímetro cúbico de masa", que caracterizan a las materias que más comúnmente forman la superficie de la Tierra. En ella:

$\delta = \text{g/cm}^3$ densidad de la materia;

$c = \text{cal/g}$ calor específico por gramo de masa;

$c' = \text{cal/cm}^3$ calor específico por centímetro cúbico de masa;

$\Delta t = ^{\circ}\text{C/gal}$ aumento de temperatura por gramo y caloría;

$\Delta t' = ^{\circ}\text{C/cm}^3$ aumento de temperatura por centímetro cúbico y caloría.

CALORES ESPECÍFICOS

Sustancias	Densidad	c	c'	Δt	$\Delta t'$
Agua	1.00	1.00	1.00	1.0°	1.0°
Hielo	0.90	0.50	0.45	2.0	2.2
Nieve	0.10	0.50	0.05	2.0	2.0
Tierra arenosa ..	1.7 ± 0.3	0.18	0.31	5.6	3.2
Tierra negra	1.7 ± 0.3	0.44	0.75	2.3	1.3
Arena	1.7 ± 0.3	0.19	0.32	5.3	3.1
Granito	2.8 ± 0.2	0.19	0.53	5.3	1.9
Cemento	1.4 ± 0.5	0.27	0.38	3.7	2.6
Ladrillo	1.5 ± 0.1	0.22	0.33	4.6	3.0
Cinc	7.2	0.092	0.66	10.9	1.5
Madera	0.7 ± 0.2	0.61	0.13	1.6	2.3

Los aumentos de temperatura que produce una caloría nos ilustran sobre la intensidad del calentamiento que el suelo experimenta en los distintos lugares de la Tierra, como ser: mares, ríos y lagos, mantos de nieve, desiertos, tierra cultivada, pueblos y ciudades.

Dada la importancia de los valores Δt —calentamiento producido por una caloría en un gramo de masa—, los representamos también gráficamente (fig. 59). Esta figura explica claramente por qué la temperatura es más alta en las ciudades, sobre tierra arenosa o pedregosa que encima de la tierra cultivada, cubierta de vegetación, o sobre extensas superficies de agua.

67. Régimen térmico del suelo. — Cuando el suelo absorbe calor, se calienta. Sus moléculas vibran con mayor intensidad. Esta mayor vibración afecta, por una parte al aire que reposa sobre el suelo, y por otra, al suelo mismo, hasta una cierta profundidad. Las moléculas de la capa superficial del suelo arrastran consigo a las moléculas de la capa inmediata inferior; éstas, a las de la capa siguiente, y así sucesivamente. Así penetra el "calor" en el suelo. Por supuesto, esa penetración necesita tiempo. Las capas profundas responden con retardo a las temperaturas observadas en la superficie. La *corriente de calor* que penetra en el suelo, además, se debilita también, porque progresivamente aumenta la masa de moléculas que tiene que ser movida.

El fenómeno se invierte durante la noche, cuando la capa superficial de la tierra pierde calor por irradiación. Las moléculas de la superficie vibran, entonces, con menor velocidad. Ahora son las moléculas de profundidad, todavía en intenso movimiento, las que tratan de sostener la vibración de las moléculas de la capa superficial, a cuenta de su energía cinética, naturalmente. La corriente de calor que durante el día penetra en el suelo, se invierte durante la noche y fluye hacia la superficie.

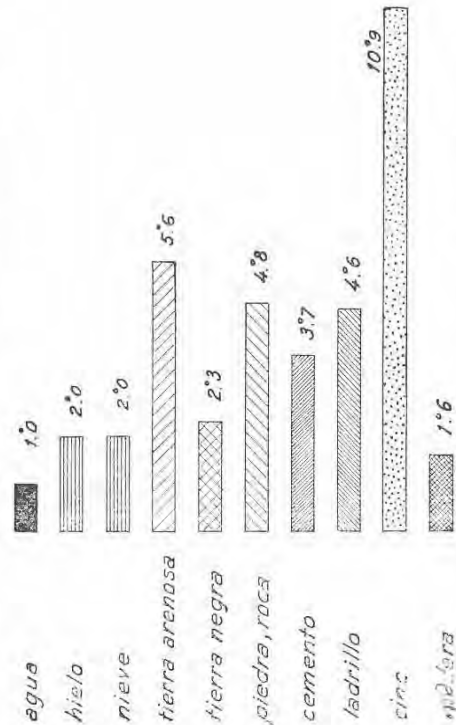


FIG. 59. — Calentamiento que produce una caloría en un gramo de masa de distinta materia.

En nuestro medio geográfico, la *corriente de calor diaria* penetra, término medio, hasta una profundidad de 60 cm, con una velocidad de 4 cm/hora. A esta profundidad, la amplitud diaria de la temperatura, o sea la diferencia entre la máxima y la mínima, es sólo de 0.1° .

Mientras la duración del día es igual a la duración de la noche, la cantidad de calor que penetra en el suelo es igual a la que asciende del mismo. Pero, durante el verano, los días son largos, y la insolación intensa; las noches son cortas, y la irradiación, pequeña. La corriente de calor que durante el día penetra en el suelo es, por consiguiente, potente, y la que asciende durante la noche, débil. Queda, pues, un remanente de calor en el suelo, que vuelve a la superficie recién en el curso de invierno, cuando los días son cortos y las noches largas, y por consiguiente, la insolación pequeña y la irradiación grande.

En el *régimen térmico del suelo* se observan, por estas causas, dos periodos: un período diurno y un período anual. La amplitud de ambos disminuye con la profundidad, o sea: cuanto mayor es la profundidad, menor es la diferencia entre las temperaturas máxima y mínima observadas. Los extremos de la temperatura acu-

san, además, un retardo con respecto a los extremos en la superficie, retardo que crece con la profundidad.

En la figura 60 representamos la *variación diurna* de la temperatura, observada en distintas profundidades, en Córdoba. Como se deduce de ella, la corriente diaria de calor sólo penetra hasta medio metro de profundidad, con una velocidad de 4 cm/hora. A 60 cm bajo la superficie, la amplitud de la onda diaria es solamente 0,1°. Debido a la lentitud de la penetración, los extremos de la temperatura se verifican con un cierto retardo respecto a la hora en que tienen lugar en la superficie. A 25 cm de profundidad, el atraso es de 6 horas para la máxima y de 3 horas para la mínima.

También la *onda anual* disminuye de amplitud con la profundidad, como se deduce de la figura 61, en que representamos los valores observados en Córdoba. A 10 m de profundidad, la amplitud se reduce a 0,1°. En ella, prácticamente no se nota más la influencia del calor solar. La velocidad de penetración de la onda anual es sólo 3 cm/día; el retardo con que se presentan los extremos, por consiguiente, considerable. A 3,75 m de profundidad, la máxima acusa un retardo de 120 días, y la mínima, uno de 130 con respecto a la superficie.

Como en tantos otros fenómenos, también en la **penetración del calor solar** en el suelo se nota la *Ley de Crecimiento Orgánico*. Descendiendo en progresión aritmética, la amplitud de la temperatura disminuye en proporción geométrica.

Supongamos que en la superficie la amplitud de la temperatura del suelo fuese a_0 , y que, hasta penetrar a la profundidad p , se hubiera reducido su valor a a (fig. 62). Al penetrar una diminuta profundidad dp más, su valor disminuirá $-da$. Esta disminución, por supuesto, será tanto mayor, cuanto mayor es dp , cuanto mayor es a , y dependerá de la "calidad del suelo", relación que expresamos con el coeficiente β , de manera que podemos escribir:

$$da = -a \cdot \beta \cdot dp$$

El signo — expresa que la amplitud disminuye cuando aumenta la profundidad. Tratando esta sencilla "ecuación diferencial" de la misma manera como hemos procedido al deducir la fórmula de Lambert, se obtiene:

$$\frac{da}{a} = -\beta \cdot dp$$

$$\ln a = -\beta \int dp + C \\ = -\beta \cdot p + C$$

La constante de integración C , se determina aplicando la fórmula a la superficie, caso para el cual $p = 0$. Se obtiene así $\ln a_0 = C$, de modo que

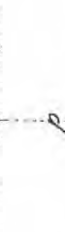
$$\ln a = \ln a_0 - \beta \cdot p \\ \log a = \log a_0 - 0.4343 \beta \cdot p,$$

ecuación que se puede escribir también en la forma:

$$\log a = \log a_0 - B \cdot p,$$

fórmula empleada por primera vez por el climatólogo ruso Wild en el año 1879.

Para calcular la amplitud a que corresponde a una profundidad p , es necesario conocer a_0 , la amplitud en la superficie, y B , la cantidad, por cuanto disminuye el logaritmo de la amplitud si la profundidad aumenta un metro. Siendo difícil conseguir valores, así, dos incógnitas.



de donde

$$\log a_1 = \log a_0 - B \cdot p_1$$

$$\log a_2 = \log a_0 - B \cdot p_2$$

$$\log a_1 - \log a_2 = -B \cdot (p_1 - p_2)$$

$$B = -\frac{\log a_1 - \log a_2}{p_1 - p_2}$$

Conociendo una vez B , se calcula a_0 , por las fórmulas

$$\log a_0 = \log a_1 + B \cdot p_1 \\ = \log a_2 + B \cdot p_2$$

El coeficiente B depende de la conducción calorimétrica que caracteriza al suelo, además de su densidad y calor específico. Cuanto mejor conduce el suelo el calor, cuanto más liviano es el mismo y menos calor necesita para su calentamiento,

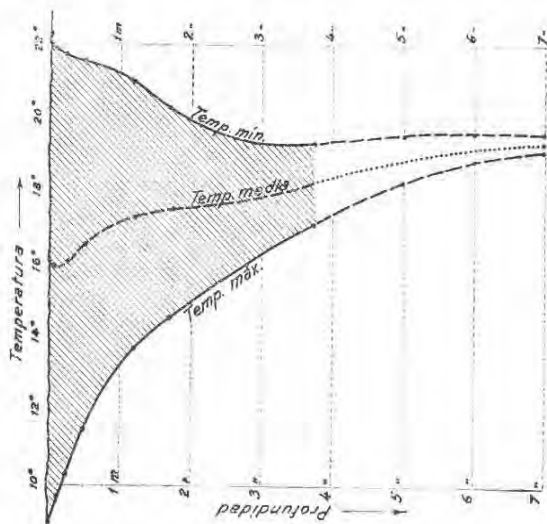


FIG. 61. — Variación anual de la temperatura del suelo, a distintas profundidades, en Córdoba: hasta 3,75 m, a base de observaciones, y hasta 7 m, a base de cálculo.

valor exacto para a_0 , es preferible calcularlo. Para determinar el valor de ellas necesitamos dos valores: a_1 y a_2 , de dos profundidades: p_1 y p_2 . Con estos valores podremos establecer las ecuaciones

$$\log a_1 = \log a_0 - B \cdot p_1$$

$$\log a_2 = \log a_0 - B \cdot p_2$$

$$\log a_1 - \log a_2 = -B \cdot (p_1 - p_2)$$

$$B = -\frac{\log a_1 - \log a_2}{p_1 - p_2}$$

Conociendo una vez B , se calcula a_0 , por las fórmulas

$$\log a_0 = \log a_1 + B \cdot p_1 \\ = \log a_2 + B \cdot p_2$$

El coeficiente B depende de la conducción calorimétrica que caracteriza al suelo, además de su densidad y calor específico. Cuanto mejor conduce el suelo el calor, cuanto más liviano es el mismo y menos calor necesita para su calentamiento,



FIG. 62. — Disminución de la amplitud diurna de la temperatura del suelo, da , al atravesar una delgada lámina de tierra, de espesor dp , a la profundidad p .

más pequeño es este coeficiente γ , por consiguiente, a mayor profundidad puede penetrar el calor solar.

EJEMPLO: En Córdoba fueron observadas, entre otras, las siguientes ampliaciones anuales de la temperatura del suelo:

Profundidad $p_1 = 0.25$ m; amplitud $a_1 = 11.33^\circ$ $\log a_1 = 1.0542$
 " $p_2 = 3.75$ " $a_2 = 2.24^\circ$ $\log a_2 = 0.3502$

Con estos datos el coeficiente B resulta:

$$B = - \frac{\log a_1 - \log a_2}{p_1 - p_2} = - \frac{1.0542 - 0.3502}{0.25 - 3.75} = + \frac{0.7040}{3.50} = 0.2014$$

y la amplitud a_0 , correspondiente a la superficie:

$$\log a_0 = \log a_1 + B \cdot p_1 = 1.0542 + 0.0503 = 1.1045$$

$$" = \log a_2 + B \cdot p_2 = 0.3502 + 0.1343 = 1.1045$$

con lo que

$$a_0 = + 12.72^\circ$$

de manera que la amplitud a en una profundidad p puede ser calculada por la fórmula:

$$\log a = \log 12.72 - 0.2014 \cdot p$$

68. **Calor irradiado por el suelo.** — La superficie de la tierra pierde calor por *irradiación*. La cantidad irradiada puede ser calculada a base de la Ley de Stefan-Boltzmann, que dice que esta cantidad es proporcional a la cuarta potencia de la temperatura absoluta de la superficie de la Tierra, considerando a ésta como un cuerpo negro.

La temperatura media del aire, en la superficie de la Tierra, es $+ 14^\circ.3 \text{ C} = 287^\circ.46 \text{ A}$. La fórmula de Stefan-Boltzmann veza

$$I = \sigma \cdot T^4$$

donde significa:

I = la cantidad de calor irradiado en $\text{cal/cm}^2\text{min}$;

σ = coeficiente de irradiación $= 8.26 \cdot 10^{-12} \text{ cal/cm}^2\text{min gr}^4$;

T = temperatura absoluta $= 287^\circ.46$;

de manera que la cantidad de calor irradiado es

$$I = \frac{8.26}{10^{12}} \cdot 287.46^4$$

$$= 0.564 \text{ cal/cm}^2\text{min}.$$

Las mediciones directas de la cantidad de calor irradiado dan un valor medio de $0.15 \text{ cal/cm}^2\text{min}$, o sea una cantidad notablemente inferior a la calculada. Débese esta diferencia al hecho de que una gran parte del calor irradiado es reflejada, o absorbida y luego irradiada nuevamente, hacia la superficie de la Tierra, por las nubes, por el vapor de agua, el anhídrido carbónico y las partículas sólidas que hay en el aire. La irradiación efectiva es, por consiguiente, inferior a la irradiación teórica.

Según la Ley de Wien, la longitud de la onda de máxima intensidad que emite un cuerpo se obtiene por la fórmula

$$\mu \text{ max} = - \frac{2884}{T}$$

donde T significa la temperatura absoluta del mismo.
 En el caso de la Tierra,

$$\mu \text{ max} = - \frac{2884}{287.46} = 10 \mu.$$

La radiación emitida se compone, pues, de "ondas largas"; su absorción, por consiguiente, se efectúa por el vapor de agua, el anhídrido carbónico, las partículas sólidas y las nubes (fig. 47).

La cantidad de calor irradiado por la Tierra, o sea la *irradiación efectiva*, depende de varios factores. Los principales son:

- a) la temperatura del suelo;
- b) la humedad del aire;
- c) el grado de nubosidad;
- d) la altura del lugar.

Suelo muy caliente, cielo despejado y aire seco favorecen la irradiación; suelo frío, cielo encapotado y aire húmedo la dificultan. Una capa de nubes influye tanto más, cuanto más baja se encuentra. Con la elevación disminuye la cantidad de vapor de agua y de anhídrido carbónico, por lo que aumenta la irradiación y disminuye la radiación atmosférica.

La superficie de la Tierra, así como también las plantas y objetos que la cubren, se enfrían, debido a la pérdida de calor. El enfriamiento es pequeño, si la sustitución del calor irradiado por la corriente de calor que sube del suelo es fácil, y es grande cuando es dificultada.

Glaisher ha observado el siguiente "enfriamiento", respecto del aire, durante la noche:

Pasto largo	=	$- 4.7^\circ$
Pasto corto	=	$- 4.1^\circ$
Tierra de cultivo	=	$- 2.7^\circ$
Arena	=	$- 2.1^\circ$
Piedra	=	$- 1.8^\circ$

Gran superficie de irradiación y pésima conducción de calor caracterizan a la nieve. Por esto se conserva tan tenazmente, aun a una temperatura de $+ 10^\circ \text{ C}$.

El calor que la superficie de la Tierra recibe de las nubes, del vapor de agua, del anhídrido carbónico y de las partículas sólidas que hay en el espacio, como calor reflejado, o absorbido e irradiado nuevamente, se llama *radiación atmosférica*.

La intensidad de la radiación atmosférica es $0.56 - 0.15 = 0.41 \text{ cal/cm}^2\text{min}$; cantidad considerable, por lo que su efecto climático es de mucha importancia.

69. **Influencia térmica de la evaporación.** — Ya sabemos que para evaporar un gramo de agua se necesitan 600 calorías. Por consiguiente, donde hay agua y puede haber evaporación, una considerable parte del

calor solar que recibe la Tierra es empleado en la evaporación; y no contribuye al calentamiento del suelo, y por consiguiente, tampoco al calentamiento del aire.

La cantidad de precipitaciones que, término medio, cae sobre la superficie de la Tierra en el curso de un año, alcanza una altura de 743 mm. Esta misma cantidad ha tenido que ser evaporada previamente. La cantidad de agua que la Tierra evapora es, por esta razón, de unos 2 mm diarios, y la cantidad de calor que se gasta en su volatilización 120 cal/cm² día. Hay regiones, desde luego, donde por razones geográficas y climáticas la evaporación es mayor. En la región central de la Argentina, en Córdoba por ejemplo, la cantidad de agua evaporada es, término medio, de 4 a 5 mm diarios, con un máximo de 22,4 mm en los días caniculares. La cantidad de calor consumido es, por consiguiente, de 240 a 300 cal/cm² día, con un máximo de 1350 cal/cm² día en los días muy calurosos y ventosos del verano.

Los factores que determinan la intensidad de la evaporación son:

- a) la temperatura de la superficie evaporadora;
- b) su forma;
- c) su grado de humedad;
- d) la sequedad del aire;
- e) la intensidad del viento, especialmente su turbulencia.

Con mayor temperatura, el movimiento molecular del agua es mayor, y por consiguiente, la separación de las partículas de vapor de agua que se hayan alejado del conjunto, más fácil. Una superficie húmeda, en la que el reemplazo del agua volatilizada se realiza con facilidad, evapora más que otra, relativamente seca, en que esta condición no se verifica. Cuerpos con superficie rugosa evaporan más que los de superficie lisa; una región cubierta de vegetación, más que una zona yerma. Cuanto más caliente y seca es la capa de aire que cubre la superficie evaporadora, más intensa es la evaporación. Excepcionalmente grande es la influencia del viento, porque éste aleja el vapor de agua difundido en el aire, posibilitando así la continuación del proceso. Cuanto más movido es el aire en contacto con superficie evaporadora, mayor es la evaporación.

Por estas razones, la evaporación es grande en los mares, lagos y lagunas, en la tierra cultivada, cubierta por mucha vegetación, particularmente en las regiones calientes, donde soplan vientos intensos, como por ejemplo en el litoral argentino. Mucha evaporación, a su vez, significa una disminución de la cantidad de calor solar, disponible para el calentamiento del aire. Altas temperaturas se producen, por consiguiente, con mayor facilidad y más frecuencia, en las regiones secas, especialmente en las regiones arenosas y pedregosas de la Tierra, donde hay poca vegetación y la agitación del aire es pequeña, como por ejemplo en el noroeste argentino.

En un mismo lugar y en igualdad de condiciones atmosféricas, la cantidad de agua evaporada depende en alto grado de la profundidad del agua freática, o sea de la "facilidad" con que el agua evaporada es reemplazada por el agua que asciende de la tierra. Las raíces de las plantas, especialmente de los árboles, muchas veces elevan agua desde gran profundidad. Un terreno cubierto sólo por césped puede evaporar una cantidad cuatro veces mayor que un terreno yermo.

El análisis físico-matemático del fenómeno de evaporación es un problema científico delicado. Entre las muchas fórmulas deducidas, la que permite calcular la intensidad de la evaporación con un satisfactorio grado de aproximación, es la fórmula dada por A. Wágnér.

Designando con

- T_0 = temperatura absoluta para 0° C;
 T = temperatura absoluta del aire = $273 + t^\circ$;
 b_0 = presión atmosférica normal = 760 mm;
 b = presión atmosférica reinante;
 v = velocidad del viento en m/sec;
 e_s = presión del vapor de agua en la superficie evaporadora;
 e_a = presión del vapor de agua en la capa de aire contigua;

entonces, la cantidad de vapor de agua Q que es evaporada, puede calcularse por la fórmula:

$$Q \text{ gr/cm}^2 \text{ hora} = \frac{e_s - e_a}{100} \cdot \frac{T}{T_0} \cdot \frac{b_0}{b} \cdot \sqrt{0.3 + v}$$

que puede escribirse también en la forma:

$$Q \text{ gr/cm}^2 \text{ hora} = \frac{e_s - e_a}{100} \cdot \frac{\delta_0}{\delta} \cdot \sqrt{0.3 + v}$$

donde δ_0 significa la densidad normal del aire y δ su valor circunstancial.

Según esta fórmula, la evaporación crece con:

- a) el aumento del viento;
- b) el aumento de la temperatura;
- c) la disminución de la presión;
- d) la disminución de la densidad del aire;
- e) la sequedad del ambiente;
- f) la presión del vapor de agua en la superficie evaporadora.

La segunda fórmula expresa que la evaporación es inversamente proporcional a la densidad del aire. Esta disminuye con la altura, por lo que la intensidad de la evaporación tendría que aumentar con la elevación. La observación no confirma esta deducción. En los Alpes, la cantidad de agua evaporada, Q , puede ser expresada en relación con la altura, A , por la fórmula:

$$Q \text{ cm} = 42 - 7.4 \cdot A \text{ km.}$$

La explicación de esta particularidad reside en el hecho de que la densidad del aire depende de la presión atmosférica y de su temperatura. Ambos elementos disminuyen con la altura. Debido a la disminución de la presión, la evaporación aumenta, pero debido a la disminución de la temperatura, disminuye. Entre los dos efectos, prevalece la influencia de la temperatura.

NOTA: De la mediación de la evaporación nos ocuparemos en el capítulo IV. E.

70. Calentamiento del aire.—Según toda probabilidad, el aire se calienta por intermedio del suelo. Los rayos solares calientan la superficie de la tierra, y ésta, el aire.

Tres son los hechos observados, que hablan en favor de esta interpretación. Son ellos:

- a) la temperatura media disminuye con el alejamiento del suelo;
- b) la amplitud diaria de la temperatura se reduce a medida que se eleva el punto de observación;

c) la hora en que se verifican los extremos de la temperatura acusa un retardó progresivo con la altura.

El célebre explorador sueco Sven Hedin, en su último viaje por el Asia, observó, en marzo de 1932, en el confin sur del desierto de Gobi, las siguientes amplitudes diarias de la temperatura del aire:

Altura	0.2	1	10	25	100	200	600 cm,
Amplitud	35.0	28.4	25.5	23.0	22.0	21.5	19.0°

En París, en la Torre de Eiffel, han sido registradas, en el curso de un verano, las siguientes amplitudes y horas de máxima temperatura:

Altura =	2 m,	amplitud = 9.1°	máxima a las 11 ^h
123 "	"	6.4	15 ^h _{1/2}
197 "	"	5.7	15 ^h _{1/4}
302 "	"	5.0	...

La lenta propagación de la temperatura hacia arriba queda demostrada con las siguientes observaciones, igualmente efectuadas en la Torre de Eiffel. La temperatura de 18° fué registrada, en las distintas alturas, a las siguientes horas:

En el suelo:	A 100 m:	A 200 m:	A 300 m:	A 302 m:
9 ^h 30 ^m	10 ^h 45 ^m	12 ^h 20 ^m	1 ^h 15 ^m	15 ^h 00 ^m

En Madrid fueron registradas las siguientes temperaturas y amplitudes diarias:

En el suelo	Temp. media = 11.3°	Amplitud: 17.4°
A 1 km	" " 10.9	" 15.5
" 2 "	" " 7.0	" 13.0
" 3 "	" " 2.2	" 12.6
" 4 "	" " - 3.9	" 9.4

De tres maneras distintas se desprende el calor del suelo y penetra en el aire, calentándolo:

- por el proceso de irradiación;
- " " " conducción;
- " " " convección.

El suelo irradia calor, conforme a la Ley de Stefan-Boltzmann, en proporción a la cuarta potencia de su temperatura absoluta. Esta temperatura es relativamente baja, 15° + 273° = 288° A, y por consiguiente, según la Ley de Wien, la radiación expedida tiene que ser de onda larga. Semelhante radiación es absorbida principalmente por el vapor de agua y el anhídrido carbónico existentes en el aire, y empleada en el aumento de su temperatura. Pero estos constituyentes del aire, debido a su elevado peso molecular, disminuyen rápidamente con la altura. Son, en consecuencia, principalmente las capas atmosféricas bajas las favorecidas por este proceso.

El calentamiento del aire por conducción del calor que ha adquirido el suelo, se efectúa en la siguiente forma: Cuando es absorbido calor solar por la superficie de la Tierra, sus moléculas se mueven con mayor velocidad. Este incremento se comunica, con una pequeña merma, a las moléculas de la capa de aire

INFLUENCIA TÉRMICA DEL SUELO

en contacto con ella; de ésta, sufriendo otra disminución, la capa superpuesta, y así sucesivamente, hasta tanto queda gastada toda la energía disponible.

El enfriamiento del aire se realiza por el proceso inverso. Las moléculas enfriadas del suelo, por haberse reducido la velocidad de su movimiento, ejercen un freno sobre el movimiento de las moléculas de la capa de aire en contacto con ellas, y éstas sobre el movimiento de las moléculas de la capa superpuesta, y así sucesivamente. De este modo, también el enfriamiento del aire disminuye con el alejamiento del suelo.

Como se desprende de esta descripción, durante el día "se eleva" una corriente de calor del suelo y penetra en la atmósfera, debilitándose progresivamente. Y análogamente, una corriente de calor "desciende" de la atmósfera durante la noche, debido al enfriamiento del suelo.

Este fenómeno se repite día a día. Por supuesto, durante el verano, la corriente ascendente es más potente; durante el invierno, lo es la corriente descendente. En el curso del verano, el aire se calienta por intermedio del suelo; en el curso del invierno, el suelo se calienta por intermedio del aire.

Sin embargo, efectuando el cálculo correspondiente, se encuentra una incongruencia. Buscando, por ejemplo, la altura hasta donde puede llegar el calentamiento y el enfriamiento durante un día y una noche de 12 horas de duración cada uno, por medio de la fórmula

$$A = 2 \sqrt{\pi k \cdot P}$$

donde significa:

$$\pi = 3.14159;$$

$$k = \text{coeficiente de conductibilidad térmica del aire} = 0.1630;$$

$$P = \text{semiperíodo de la onda} = 12.60.60'';$$

$$A = \text{altura en cm,}$$

resulta:

$$A = 2 \sqrt{3.14159 \cdot 0.1630 \cdot 12.60.60} \\ = 297 \text{ cm,}$$

lo que dice que tanto el calentamiento como el enfriamiento del aire debería llegar, término medio, sólo a 3 m de altura.

La observación demuestra, a su vez, que en el ambiente geográfico nuestro el enfriamiento llega, término medio, a 150 m, y el calentamiento a 1500 m de altura. No cabe duda, por consiguiente, de que, a la par del proceso de "conducción de calor", como fenómeno inicial del calentamiento del aire, deben existir otros procesos. Uno de ellos es la "irradiación de calor", ya mencionada, y el otro la "convección de calor".

El proceso de convección de calor consiste en el alejamiento de la superficie de la Tierra del aire ya calentado, elevándolo, y reemplazándolo por aire



frío, no calentado todavía; repitiéndose el proceso mientras haya motivo para ello. El calentamiento del aire sólo se "inicia" por medio del proceso de conducción de calor, luego "prosigue" por intermedio del proceso de convección.

La Naturaleza combina muy sabiamente estos dos procedimientos. Si no lo hiciera, el calor no podría propagarse dentro de la atmósfera con la rapidez necesaria, debido a la mala conductibilidad térmica del aire.

Corresponde distinguir dos convecciones: una térmica y otra dinámica.

a) La convección térmica se produce cuando el aire en contacto con el suelo se ha calentado y dilatado tanto que, a pesar de que se encuentra bajo mayor presión, su densidad es ya menor que la densidad del aire situado encima del mismo; estado que, desde luego, no puede persistir. El aire pesado cae sobre la superficie de la Tierra y desaloja

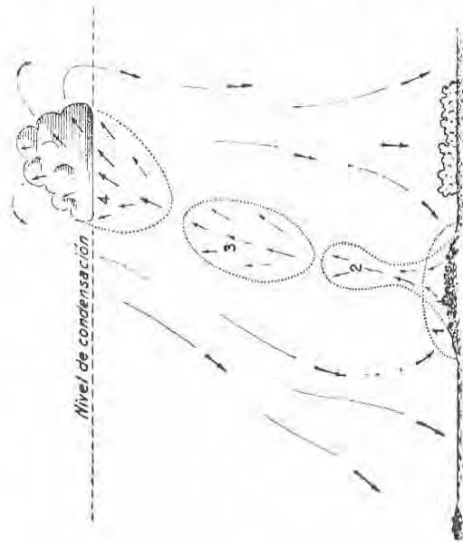


Fig. 63. — Calentamiento del aire por "convección". De los lugares muy calentados se elevan grandes "burbujas de aire"; su sitio es ocupado por aire relativamente frío que, en compensación, desciende de la altura.

al aire caliente, que se eleva.

Para que se produzca semejante "vuelco de aire", sólo se necesita, como lo veremos más adelante¹, que la temperatura descienda 0,03° por cada metro de elevación; condición que, desde luego, se cumple fácilmente. En consecuencia, de los lugares muy calentados se elevarán grandes "burbujas de aire", siendo ocupado su sitio por aire relativamente frío, caído de la altura (fig. 63). Las dimensiones de las burbujas, en este movimiento vertical, son pequeñas en las primeras horas del día, pero crecen con la intensificación del calentamiento. De dimensiones milimétricas iniciales, tal como se pueden verificar, por ejemplo, sobre los granos de arena, pasan lentamente a dimensiones mayores. "Burbujas de aire" caliente, de volumen considerable, se elevan, así, de los terrenos áridos y secos, de pueblos y villas, con el avanzar del día.

¹ Véase página 247.

Las burbujas de aire, una vez libertadas de la presión que ejerce el ambiente, se elevan cada vez con mayor velocidad, prosiguiendo el movimiento hasta tanto encuentran la altura en que la temperatura del medio sea igual a la temperatura que ellas han adquirido durante la ascensión, altura llamada nivel de equilibrio. En este nivel se quedan, después de algunas oscilaciones.

La separación del aire caliente del suelo la puede efectuar también una masa aérea fría, en derrame sobre la superficie de la Tierra. Si el descenso de la temperatura del aire caliente es "menor" de 1° por 100 m de altura, la elevación es sólo "pasiva", y depende enteramente de la altura de la masa aérea advenediza. Pero, si el descenso supera a 1° por 100 m, la elevación es "activa". Con esto se quiere expresar que la masa aérea, una vez en movimiento, es capaz de proseguir la elevación por sus propios medios, hasta encontrar el nivel de equilibrio que le corresponde.

NOTA: Los movimientos verticales de las masas aéreas son tratados detenidamente en el capítulo III, D.

b) El aire calentado por el suelo puede ser separado del mismo y elevado a gran altura, también por el viento. Este fenómeno se llama convección dinámica.

El viento, que no es otra cosa que aire en movimiento, debido a los obstáculos de toda clase que encuentra en su camino sopla siempre en forma desordenada, turbulenta. El aire, junto con todas las partículas sólidas, vapor de agua, gotitas de agua y cristales de nieve que se encuentran en su seno, se revuelca por la superficie de la Tierra, elevándose en una parte de su trayectoria y bajando en otra. El resultado suele ser una buena mezcla del aire revuelto. Su contenido en calor está uniformado: iguales masas contienen igual cantidad de calor. Su energía cinética se encuentra equilibrada: en cualquier nivel, el empuje del aire es el mismo. Y por último, el descenso de la temperatura se ha estabilizado: 1° por cada 100 m de elevación, por lo cual los movimientos verticales que todavía tienen lugar no lo afectan más.

En lenguaje matemático, estas características pueden ser expresadas, según A. y K. Wegener, de la siguiente manera:

$$Q_{cal/g} = \text{constante.}$$

$$\frac{1}{2} m v^2 = \text{constante.}$$

$$\gamma = \frac{d\theta}{dA} = -\frac{1^\circ}{100 \text{ m}}$$

Como se deduce de esta descripción, el viento, con la mezcla de aire que produce, origina una corriente de calor ascendente, contribuyendo de

este modo al calentamiento del aire en la altura, sólo cuando el descenso de la temperatura antes de su iniciación es superior a 1° por cada 100 m de elevación. En caso contrario, o sea cuando el descenso es inferior a 1° por cada 100 m, la corriente de calor es descendente, por lo que es el suelo el que queda beneficiado térmicamente, y no la altura. El primer caso es común en los días calmos de verano, cuando el aire caliente cubre el suelo. El viento, si se levanta, refresca el ambiente. El segundo caso es común en las primeras horas de la madrugada, particularmente en invierno, cuando el aire frío cubre el suelo. En este caso, el viento templará el ambiente (fig. 64).

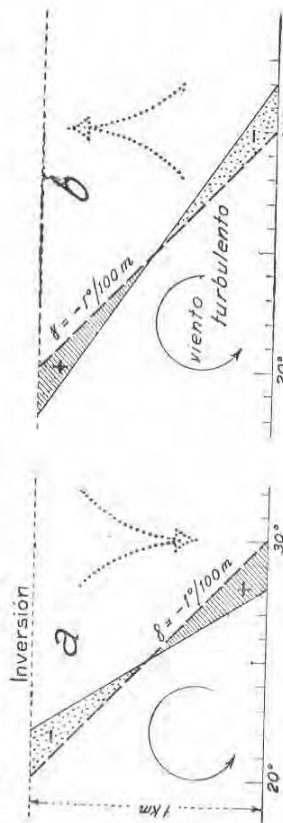


Fig. 64. — Efecto térmico de la turbulencia del viento. Cuando el gradiente térmico es pequeño, se produce una corriente de calor descendente, y cuando es grande, ascendente.

Es fácil observar que el calentamiento del aire por intermedio de la convección vertical no es un proceso ordenado, continuo, sino más bien desordenado, discontinuo, llamado también *turbulento*. Con esto se quiere expresar que la corriente de calor que se eleva del suelo y penetra en la atmósfera carece de constancia. Continuas variaciones en su intensidad es su principal característica.

La intensidad de esta corriente de calor no puede ser calculada por la fórmula válida para la conducción de calor, que, como se sabe, reza:

$$S = -k \cdot \frac{dt}{da} \text{ cal/cm}^2\text{sec.}$$

donde:

- $\frac{dt}{da}$: un diminuto descenso de temperatura;
- $\frac{da}{dt}$: un diminuto aumento de la altura;
- $\frac{dt}{da}$: gradiente vertical de temperatura;
- k = coeficiente de conductibilidad térmica del aire;
- S = corriente de calor producido.

En su reemplazo, debe aplicarse la fórmula:

$$S = -c \cdot A \cdot \frac{dt}{da} \text{ cal/cm}^2\text{sec.}$$

significando:

- c : calor específico del aire a presión constante;
- A : coeficiente de turbulencia.

El "coeficiente de turbulencia", llamado universalmente, a iniciativa de su inventor, el meteorólogo vienés W. Schmidt, *Austausch*, expresa el grado de agitación del aire. De la magnitud de este coeficiente depende la intensidad del intercambio de calor entre el suelo y las capas de aire superpuestas. Su valor numérico es considerable durante el día, pero reducido durante la noche. Por supuesto, crece con la altura, ya que disminuye tanto la densidad del aire como la magnitud del rozamiento, factores ambos que facilitan el movimiento del aire y, por consiguiente, también su agitación.

Todos los fenómenos atmosféricos relacionados de alguna manera con el movimiento del aire, o sea con el viento, se desarrollan en forma desordenada, discontinua, turbulenta. Por esto, frecuentemente tendremos que referirnos a sus características, aquí brevemente esbozadas.

71. Régimen térmico de la nieve. — La nieve es un conjunto de cristales de agua, limitados por caras planas, brillantes. Por esta razón, la nieve es una excelente reflectora de los rayos solares. La cantidad de calor que absorbe es, en consecuencia, pequeña. En la nieve recién caída, no pasa de 10 %. El calor absorbido es empleado en la fusión de la nieve, y no en su calentamiento. Por esta razón, el aire que cubre a la nieve no eleva mucho su temperatura durante el día.

Debido a su estructura, la nieve encierra mucho aire. Pero el aire es un pésimo conductor del calor. Además, los cristales de nieve se apoyan sólo en puntas, de manera que la sección de hielo disponible para la conducción de calor hacia la superficie, es pequeña. Por esta razón, a pesar de que el hielo conduce cinco veces mejor el calor que el aire, el calor irradiado por la nieve en el curso de la noche es deficientemente reemplazado por la corriente de calor que asciende de la tierra. De este modo la superficie de la nieve se enfría considerablemente, por lo cual la temperatura del aire, sobre una región nevada, descende mucho durante la noche.

La mala conductibilidad de calor que caracteriza a la nieve tiene también sus ventajas. Una capa de nieve preserva a la tierra de pérdida de calor durante el invierno. Naturalmente, mientras persiste una capa de nieve, el suelo tampoco puede calentarse, porque todo el calor absorbido por la nieve es empleado en su fusión. La nieve retarda la iniciación de la primavera.

72. Régimen térmico de los mares. — El régimen térmico de los mares está determinado por las características físicas del agua.

a) El agua tiene mayor calor específico que cualquier otra materia que cubre la superficie de la Tierra, por lo cual su calentamiento es lento, pero lento es también su enfriamiento;

b) El agua absorbe con facilidad el calor solar que penetra en la misma hasta 150 m de profundidad, pero lo irradia también con prontitud.

Según W. Schmidt, la cantidad de calor solar que penetra hasta las distintas profundidades, en porcentaje de la cantidad incidente, tratándose de agua pura, es la siguiente:

Profundidad	...	0.0	0.1	1 mm	0.01	0.10	1	10	100 m:
Cantidad		100	95.2	89.9	73.0	54.9	35.8	18.2	1.4 %

Este importe se reduce notablemente en los ríos y lagos que contienen mucha materia en suspensión. El río de la Plata, por ejemplo, a pesar de su poca profundidad -3 m en la parte interna, y 5 m en la externa-, debido a la gran cantidad de detrito suspendido en su seno, y que le da su color pardo claro, absorbe todo el calor solar incidente. En este almacenamiento de calor reside la causa de su influencia sobre el desarrollo de los fenómenos atmosféricos de su proximidad. La absorción de los rayos solares depende de la longitud de onda de la luz incidente. Los rayos rojos son absorbidos ya a poca profundidad. Más penetrantes son los amarillos y verdes. Los rayos que más penetran son los rayos azul verdosos, de 0.46μ de longitud de onda.

Cuanto más profundo es el mar y más clara el agua, mayor es la cantidad de luz absorbida. El agua parece de un color azul oscuro. La reflexión de la luz penetra la originan las partículas sólidas, tanto orgánicas como inorgánicas, que se encuentran suspendidas en el agua. Si las partículas son pocas, es también pequeño su efecto: el agua parece de color azul; si su cantidad es mediana, parece de color verde, y si son muchas, de color verde amarillento. No sólo los "colores del cielo", sino también los "colores del agua" están determinados por la presencia de partículas sólidas.

c) El agua es movable con facilidad, razón por la cual las aguas oceánicas están en continuo movimiento. Corrientes horizontales y verticales la tienen en perenne agitación. Debido a esto, el calor absorbido por la capa superficial es "repartido" dentro de una masa considerable, y "transportado" a regiones lejanas por las corrientes marinas, sostenidas por los vientos.

El calentamiento de los mares durante el día es un proceso lento, no sólo por el elevado calor específico del agua, sino también porque la mayor parte de los rayos solares es reflejada en su superficie. La pequeña cantidad que es absorbida, es empleada en la evaporación, de manera que sólo un 20 % de los rayos incidentes son utilizados en su calentamiento. La absorción se efectúa ya a poca profundidad, de manera que si las aguas de los mares estuviesen calmas, flotarían sobre ellas una delgada capa de agua caliente, y el calor se propagaría, por los procesos de irradiación y de conducción, hacia la profundidad. Pero los mares están en una agitación constante. La capa superficial es frecuentemente rota, su agua caliente mezclada con agua fría de más abajo, en una forma desordenada, turbulenta. El resultado es una repartición más uniforme del calor absorbido por la superficie en una capa de agua de unos 100 a 150 m de espesor. Por esta razón, la capa superficial de los mares no acusa nunca una temperatura elevada.

Más sencillo es el proceso de enfriamiento que se verifica durante la noche. El agua irradia calor casi con la misma facilidad que un "cuerpo negro". La capa superficial se enfría, por consiguiente, con rapidez. Pero el agua fría es pesada. Basta un impulso cualquiera para que esta capa se rompa y se hunda, surgiendo en su lugar agua no enfriada de la profundidad. Los impulsos nunca faltan.

ya que las aguas oceánicas se encuentran en una agitación continua. Por esta razón, la capa superficial de los mares está a poca temperatura muy baja.

También esta "convexión vertical" de las aguas, igual que la del aire¹, se inicia en pequeña escala, intensificándose a medida que pasa el tiempo. Masas de agua cada vez mayores entran en el intercambio, penetrando el efecto de éste a mayores profundidades.

Sabido es que el agua tiene su máxima densidad a 4°C . El agua dulce, la de ríos y lagos, se pueden enfriar sólo hasta este límite (fig. 65). En el momento que toda la masa de agua ha adquirido esta temperatura, cesa la convexión vertical. Al proseguir el enfriamiento, el agua enfriada

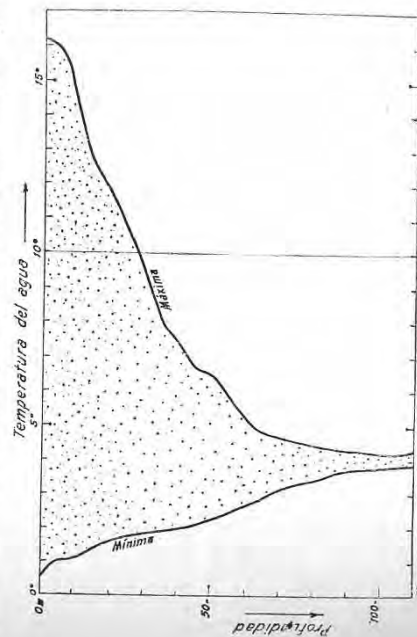


FIG. 65. — Variación anual de la temperatura de las aguas en el mar de Finlandia.

da bajo esta temperatura, debido a su menor densidad, queda flotando en la superficie, comunicando su baja temperatura a las capas inferiores, por el proceso de conducción de calor. Sobrepasada una vez la temperatura de 0°C , principia la congelación del agua. Una capa de hielo se forma en su superficie, cuyo espesor aumenta a medida que prosigue el enfriamiento.

La característica del agua, de adquirir su máxima densidad a 4°C , es de una importancia extraordinaria para la vida orgánica sobre la Tierra, pues preserva a los ríos, lagos y mares de una congelación completa.

El límite a que puede llegar el enfriamiento del agua superficial de los océanos está determinado por el grado de su salinidad. La tabilla siguiente orienta acerca de esta dependencia:

Salinidad		0 ‰	10 ‰	20 ‰	30 ‰	35 ‰	40 ‰
Máxima densidad a		4°	1.9°	-0.3°	-2.5°	-2.6°	...
Congelación a		0°	-0.5°	-1.1°	-1.6°	-1.9°	...

¹ Véase página 100.

Como se ve, las aguas oceánicas se cubren con una capa de hielo sólo cuando la temperatura en su superficie ha descendido a -2° .

El débil calentamiento de las aguas superficiales de los mares durante el día, y el igualmente débil enfriamiento durante la noche, repercute en forma acentuada sobre la temperatura del aire encimado. El rasgo esencial de esta temperatura es su *extraordinaria uniformidad*. La *amplitud diaria* de ella, sólo en días despejados y calmos, llega a 1° ; su valor común es inferior a 0.4° , decreciendo, además, desde el ecuador hacia los polos.

En el Atlántico Sur fueron observadas, por el buque oceanográfico *Meteor*, las siguientes amplitudes:

Latitud entre	4° N y 4° S	8° y 14° S	$21\frac{1}{2}^{\circ}$ S
Amplitud en la superficie	0.40°	0.23°	0.16°
Amplitud a 50 m de profundidad	0.056°	0.05°	...

Otro es el efecto de los mares, considerando su comportamiento térmico en el curso de todo un año.

En verano, las noches son cortas. Falta tiempo para que el calor absorbido durante el día pueda ser irradiado durante la noche. A medida que se alargan los días, crece, pues, el calentamiento de los océanos. El calor absorbido es almacenado en sus entrañas. Lo contrario sucede en invierno, con sus días cortos. Ahora, el calor irradiado durante la noche supera al calor absorbido durante el día. A medida que se acortan los días, progresa, pues, el enfriamiento de los mares. Por estas razones, la diferencia entre la temperatura más alta y la más baja que acusan las aguas superficiales de los mares en el curso de un año, es ya una cantidad considerable.

El oceanógrafo G. Schott ha deducido los siguientes valores para la *variación anual de la temperatura* de las aguas superficiales de los mares, en dependencia de la latitud:

Latitud	0°	10°	20°	30°	40°	50°
Variación	$\Delta t = 2.3^{\circ}$	3.4°	3.6°	5.9°	7.5°	4.7°

Debido al elevado calor específico del agua, la cantidad de calor que intercambian los mares en el curso de un año es considerable, y grande es también su influencia sobre la temperatura del aire encimado.

Conocido es el otoño templado de que gozan los países ribereños del mar Báltico, del mar Mediterráneo y del mar Negro. Mayor es todavía la influencia de los grandes océanos, influencia que muchas veces es extendida, por medio de las corrientes marinas, hasta regiones muy lejanas.

Muy pronunciado es el efecto térmico de los lagos, ya que en ellos, debido a la ausencia de una "circulación horizontal", la variación anual de la temperatura suele ser mayor que en los mares. El lago Lemán, en Suiza, expide $35\,000$ cal/cm² en la segunda mitad del año, cantidad que puede elevar en 10° la temperatura de una capa de aire de 640 m de espesor durante 180 días consecutivos. Análogo es el efecto térmico de nuestros lagos cordilleranos. Ellos ejercen, sin duda alguna, un apreciable y benéfico efecto climatológico.

73. Diferencia entre el régimen térmico de los continentes y los mares. — Siendo grande el calor específico del agua, y pequeño el de la tierra, arena y roca, la superficie de los mares se calienta poco, y la de los continentes mucho.

La cantidad de calor que puede penetrar en el agua, debido a su transparencia, es grande; la que penetra en la tierra, pequeña. Por esta razón, la corriente de calor que penetra en los mares durante el verano, y asciende de ellos durante el invierno, es veinte veces mayor que la corriente de calor correspondiente en los continentes.

El calor absorbido por la tierra queda almacenado en el mismo lugar, en una delgada capa superficial; el calor absorbido por el mar penetra, debido a la agitación constante de sus aguas, en una capa relativamente espesa que, por añadidura, frecuentemente es arrastrada por los vientos, y llevada a regiones lejanas, en forma de "corrientes marinas".

Por estas razones, el aire en contacto con la superficie de la tierra se calienta y se enfría fácilmente; el aire en contacto con el agua, difícilmente. La consecuencia es que, sobre los continentes, la temperatura es alta durante las horas de calor y baja a la madrugada; los veranos son calientes, y los inviernos, fríos, mientras que sobre los mares, la temperatura apenas cambia. La amplitud, tanto diaria como anual, de la temperatura del aire es pequeña sobre los mares y grande sobre los continentes (fig. 66).

La *variación diaria* de la temperatura en el Atlántico Sur, frente al río de la Plata, apenas alcanza a 0.2° , mientras que en el interior del continente llega a 20° , y en algunos lugares, hasta a 30° .

La *variación anual* de la temperatura en el Atlántico, frente a la Patagonia, alcanza a 7.5° ; en el interior de ella sobrepasa los 70° .

El 84% de la superficie del hemisferio sur está ocupado por mares. Son, pues, los mares los que determinan sus rasgos climáticos esenciales. Los pocos continentes que existen, son otros tantos "focos perturbadores" de la vida normal de la atmósfera. A la influencia térmica de ellos en la circulación atmosférica, que se desarrolla sobre la faz de la Tierra, se debe nuestro tiempo, esta variación eterna que notamos en el estado de la atmósfera, en la sucesión sin fin de los días.

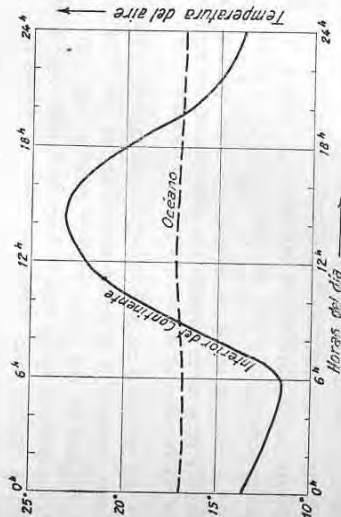


Fig. 66. — Variación diaria de la temperatura del aire en el interior del continente —Córdoba—, y de la temperatura de las aguas del mar frente al río de la Plata.

E) ESTADO TÉRMICO DE LA ATMÓSFERA EN DISTINTAS ALTURAS

74. Hechos observados. — Desde principios del siglo se están efectuando, cada vez con mayor frecuencia y en lugares más numerosos, mediciones de la temperatura del aire a distintas alturas.

Las primeras mediciones las realizó, en 1852, el inglés Welsh en un aerostato. Temperaturas correctas, sin embargo, sólo consiguió el alemán Assmann, con su "termómetro de aspiración", libre de la influencia de la radiación solar. En lugar de los esféricos se emplean hoy aviones y radiosondas. Estas últimas transmiten automáticamente los elementos meteorológicos encontrados en distintas alturas, a observadores situados en tierra.

Las mediciones efectuadas hasta hoy han evidenciado lo siguiente:

- La temperatura del aire disminuye con la altura. La disminución es, aproximadamente, de $0,56^\circ$ por cada 100 m de elevación. La capa atmosférica en que se verifica este descenso se llama *troposfera*.
- Encima de esta capa, y hasta más o menos 80 km, ya dentro de la capa llamada *estratosfera*, la temperatura es sensiblemente constante, con una perturbación de signo positivo a 50 km de altura, debido a la presencia y efecto térmico del ozono.
- La superficie, o, dicho con mayor precisión, la delgada capa de aire que separa la troposfera de la estratosfera, y que se llama *tropopausa*, no está a una altura fija. En la región ecuatorial se encuentra a 17 km; en las regiones polares desciende hasta 8 km. En la zona templada, la altura media a que se halla es de 11 km.

El espesor de la tropopausa varía. Comúnmente, sólo alcanza unos cientos de metros, pero en algunos casos llega a tener varios kilómetros. Su grosor, en general, crece al aproximarse a los polos.

- La altura a que se halla la tropopausa varía en el curso del año. En verano se encuentra a mayor altura que en invierno.
- La altura de la tropopausa depende también del estado del tiempo. Cuando la presión atmosférica en la superficie de la tierra es "alta", se encuentra a mayor altura que cuando es "baja".
- Frecuentemente se encuentran grandes diferencias en estas características medias. A menudo, la temperatura del aire, dentro de la troposfera, en lugar de disminuir aumenta con la altura. Este fenómeno, de mucha importancia en meteorología, se llama *inversión*.

NOTA: Dada la importancia del descenso de la temperatura del aire en relación con la altura, y a fin de poder comparar diversos casos y estados atmosféricos entre sí, es conveniente emplear el concepto del *gradiente térmico*. Por él se expresa cuánto varía la temperatura por unidad de elevación; unidad que puede ser el kilómetro, el hectómetro, el metro, o el centímetro. Es, pues, la relación que

existe entre la variación de la temperatura y la variación de la altura. Se la designa, usualmente, con la letra griega γ = gamma. Expresando con:

dt = una diminuta variación de la temperatura, y con
 dA = una diminuta variación de la altura,

resulta que:

$$\gamma = \frac{dt}{dA}$$

Existen también diferencias de temperatura entre distintos lugares de la superficie de la Tierra. El gradiente térmico correspondiente se llama *gradiente térmico horizontal*.

El concepto de *gradiente* puede ser extendido a todos los elementos meteorológicos.

75. Decrecimiento de la temperatura en "aire seco". — Sabemos ya que el aire "puro y seco" es muy transparente para el calor solar, lo que quiere decir que el calor solar atraviesa la atmósfera sin mayor pérdida, para calentar la superficie de la Tierra, único obstáculo que encuentra en su camino. Esta superficie es la "fuente de energía" de la cual se desprende la mayor parte del calor que calienta el aire y determina su temperatura. Es lógico suponer, y como primera aproximación suficiente también, que cuanto más lejos se encuentra una capa aérea de esta fuente de calor, menos siente su efecto. La temperatura del aire disminuye con la altura. Cuanto más nos elevamos con nuestros termómetros, más bajas temperaturas encontramos.

La explicación rigurosa de esta particularidad de nuestra atmósfera es un problema científico complejo. Para intentarlo, sería necesario tener en cuenta:

- Su composición, variable con la altura;
- Su densidad, decreciente con la elevación;
- Las corrientes térmicas que la atraviesan en todas direcciones;
- El efecto térmico del intercambio de aire entre distintos lugares.

Una explicación simplificada es la siguiente:

El estado de la atmósfera, como el de cualquier otro cuerpo, "tiende" hacia la *isoterminia*. Masas calientes comunican calor a masas frías, tendiendo a igualar sus temperaturas. Este fin se consigue, con cierta facilidad, en un ambiente de "igual densidad". El aire cercano al suelo carece de esta propiedad. Su densidad es elevada cerca de la superficie de la tierra, y rala en la altura, siendo el decrecimiento rápido al principio y lento más adelante. Entre 10 y 80 km de altura, el decrecimiento es ya sumamente pequeño. La estratosfera es, pues, la capa aérea de condiciones apropiadas para la realización de la isoterminia.

La observación confirma esta suposición. Salvo la perturbación producida por la presencia del ozono, a los 50 km de altura,

más o menos, su temperatura puede ser considerada como "constante", e igual a unos -56°C , en las latitudes medias.

Esta temperatura puede ser deducida también de la Ley de Stefan-Kirchhof, siempre que se conozca la cantidad de calor que absorbe nuestra atmósfera. Según Baur y Philipps, la atmósfera absorbe el 15 % de la radiación directa y el 16 % de la radiación indirecta, absorbida primero por la Tierra, y luego irradiada hacia el espacio. La cantidad de calor que absorbe 1 cm^2 de superficie en un minuto solar, o sea 0.60 calorías. Pues bien, para que exista "equilibrio térmico", una cantidad igual tiene que ser irradiada también. Para que se verifique esta condición, la temperatura de la estratosfera tendría que ser -66.6° . La temperatura observada en Abisko (Suecia), a 68° de latitud boreal, durante la larga noche invernal, es de -68° .

Con la aproximación a la superficie de la tierra, la temperatura del aire aumenta, como consecuencia de la absorción del calor solar irradiado por ella. Esta radiación es de onda larga. Su absorción se efectúa conforme al peso molecular de los componentes del aire, principalmente por CO_2 , luego por Ar , O_2 y N_2 , y, naturalmente, en proporción a su cantidad que, desde luego, disminuye con el alejamiento del suelo.

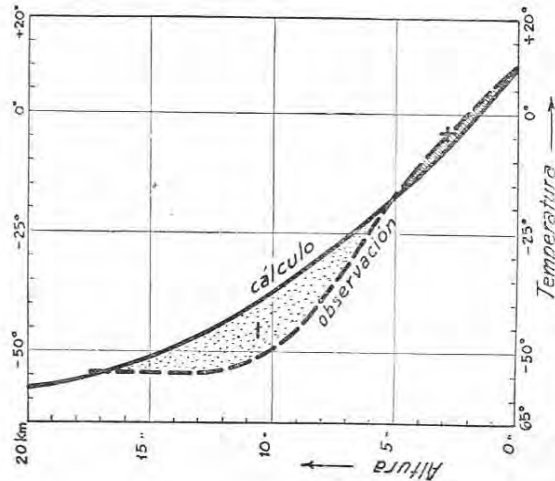


Fig. 67. — Temperaturas del aire en las distintas alturas, según los cálculos de Milankovich y según la observación directa. El efecto térmico negativo es producido por el vapor de agua; el positivo, por la convección vertical.

obtuvo para la estratosfera es de -66.1°C , o sea idéntica a la deducida en el breve cálculo anterior.

76. Decrecimiento de la temperatura en "aire húmedo". — El aire contiene siempre vapor de agua en mayor o menor cantidad. El vapor de agua absorbe calor, especialmente el calor que irradia la tierra,

compuesto de onda larga, esparciéndolo luego en todas direcciones. Si la atmósfera de vapor de agua fuese homogénea, la pérdida de calor se efectuaría en la "superficie límite" de esta atmósfera, en analogía con la pérdida de calor que se verifica en la superficie de los mares, pero la atmósfera de vapor de agua *no es homogénea*: su densidad decrece, más bien, con la altura, en forma progresiva. La pérdida de calor es, por consiguiente, cada vez más acentuada, alcanzando su valor máximo, según las investigaciones de Albrecht, en una altura en que la presión del vapor de agua varía entre 0.15 y 0.015 mm Hg. La capa de aire así definida, llamada también *capa emisora*, puede ser considerada como la superficie límite de la atmósfera de vapor de agua, y como tal, una fuente de su enfriamiento. Por esta razón, la temperatura del aire que se registra en esta altura, es más baja que la temperatura correspondiente al "aire seco".

En la figura 68 hemos representado gráficamente el enfriamiento que produce, en las distintas alturas, el calor irradiado por el vapor de agua, para tres paralelos característicos: el de 0° , 30° y 60° , respectivamente.

77. Decrecimiento de la temperatura en "aire impuro". — El aire, además del vapor de agua, contiene también partículas sólidas. Cuando la cantidad de éstas es grande, su efecto térmico es considerable. Desde luego, la presencia de partículas sólidas es una defensa de la Tierra contra la pérdida de calor por irradiación. Pero estas mismas partículas impiden, a la vez, la llegada del calor solar a la superficie de la Tierra, reflejándolo, o absorbiéndolo e irradiándolo en todas direcciones. Por esta razón, cuanto más partículas sólidas, en particular polvo volcánico, hay en la atmósfera, mayor es la temperatura en la altura, y menor, a la larga, en la superficie de la Tierra. El "gradiente térmico vertical" disminuye considerablemente.

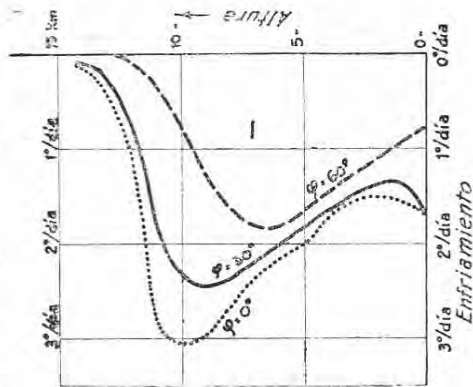


Fig. 68. — Enfriamiento del aire, producido en las distintas alturas y latitudes por la presencia del vapor de agua.

78. Influencia térmica de la convección vertical. — Como sabemos ya, el aire se calienta por intermedio del suelo. Una vez calentado, es

alejado del mismo, junto con las partículas sólidas y el vapor de agua que se encuentran en su seno, y elevado a gran altura, por el proceso llamado *convección vertical*. Durante la elevación, el aire se enfría, por lo que su humedad relativa aumenta. Pasado el punto de rocío, se inicia la condensación del vapor de agua, proceso durante el cual es liberada una considerable cantidad de calor latente que, desde este momento, contribuye a elevar la temperatura del aire. Favorecidas por este proceso son las capas aéreas hasta 5 km de altura (fig. 67).

79. Características térmicas de la "troposfera".— La temperatura de la troposfera en las distintas alturas, como acabamos de ver, es el resultado de los efectos térmicos del aire seco, de la humedad, de las partículas sólidas y de la convección vertical. El efecto de la convección explica la anomalía positiva que se encuentra en los primeros cinco kilómetros, y el efecto del vapor de agua, la anomalía negativa que se halla a los 11 km de altura con respecto a las temperaturas deducidas para el aire seco. La combinación de todas estas influencias es un decrecimiento progresivo de la temperatura, proporcional a la altura; unos 0,65° por cada 100 m de elevación.

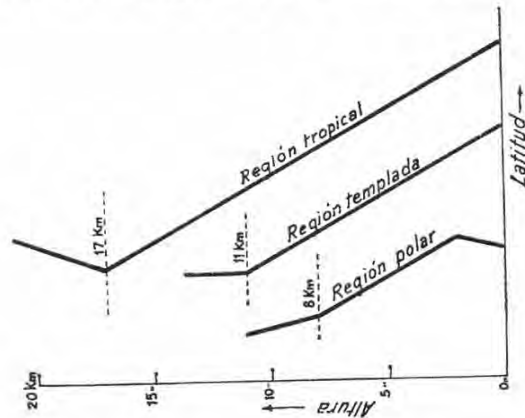


Fig. 69. — Altura media de la "tropopausa" en las distintas regiones geográficas.

Considerando el problema en su integridad, corresponde decir: el estado térmico de la troposfera está determinado por dos factores: la presencia de la superficie de la tierra calentada por el Sol, y la existencia de una masa aérea fría, llamada estratosfera, en la altura. Por medio de aquélla, la troposfera se calienta en su base; por influencia de ésta, se enfría en su cumbre. La temperatura media, en la superficie de la Tierra, es de $\pm 14^\circ$; la temperatura en su límite superior, -68° . El aire enfriado en la altura cae a la superficie; el aire calentado en la cercanía del suelo, asciende a la altura. Debido a este intercambio de aire, existe un gradiente térmico casi constante en la troposfera, con el valor numérico ya mencionado.

Como la cantidad de vapor de agua que el aire puede sostener depende de su temperatura, y ésta de la latitud geográfica, de la época del

año y del estado del tiempo, es natural que la altura de la "capa emisora" antes mencionada experimente oscilaciones que ocasionen variaciones en la altura de la troposfera.

La altura media a que se halla la troposfera suele ser, según lo indican las figuras 69 y 70,

de 16 a 18 km en la región tropical;
" 10 " 12 " " " templada, y
" 6 " 8 " " " polar.

Se halla a mayor altura en verano que en invierno, debido a la mayor temperatura. Análogamente se explica su dependencia de la presión atmosférica, y por intermedio de ésta, del estado del tiempo. Si la presión en una región geográfica es "alta", el aire está en descenso, acompañado, a su vez, por un calentamiento. En este caso, el límite de la troposfera se encuentra elevado. A la inversa: si la presión es "baja", el aire se encuentra en ascenso, seguido de un fuerte enfriamiento; el límite de la troposfera se encuentra rebajado (fig. 70). Las "altas" y "bajas" atmosféricas están íntimamente relacionadas con el movimiento de las masas aéreas por la superficie de la Tierra, y éste con el estado del tiempo.

80. Estructura de la troposfera.— El decrecimiento de la temperatura, sin embargo, no se verifica siempre. A menudo, en lugar de disminuir, la temperatura aumenta, fenómeno que se llama *inversión*, o sea: inversión del decrecimiento ordinario de la temperatura con la altura.

La existencia de "inversiones" se debe al hecho de que la troposfera está compuesta por varias masas aéreas que poseen gran extensión horizontal pero poca altura, las que le dan una estructura laminar. Estas masas están acomodadas según su densidad: la más pesada, en contacto con la tierra; la más liviana, tocando la estratosfera. Las masas que se encuentran en la altura, a pesar de su baja temperatura, son potencialmente más calientes, y por consiguiente más livianas, que las masas bajas¹. Además, las masas aéreas

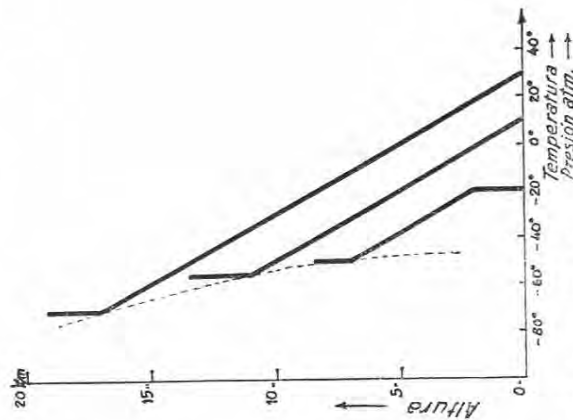


Fig. 70. — Altura de la tropopausa en dependencia de la temperatura y de la presión atmosférica reinantes en la superficie de la Tierra.

¹ Ver página 63.

suelen acusar también diversidad en su grado de humedad y nubosidad, en la dirección y velocidad de su movimiento, en su estado eléctrico, y en su mayor o menor transparencia.

Cada una de las masas aéreas tiene una extensión limitada. Por esta razón se puede hablar de superficies límites, o de superficies de separación de las masas aéreas. Algunas veces, estas superficies parecen superficies geométricas: el paso de una masa a otra es instantáneo, y la diferencia en la magnitud de los elementos meteorológicos observados, es llamativa. Otras veces, particularmente cuando las masas aéreas están en movimiento, o cuando, por lo menos, acumulan un cierto grado de turbulencia, parecen existir verdaderas capas de separación entre ellas, formadas por la mezcla de aire que se produce. El espesor de estas capas oscila entre unos pocos metros y un centenar de kilómetros, según las circunstancias. Es en estas capas donde se efectúa la transición de los elementos meteorológicos. Ellas son los lugares donde se verifican las "inversiones" (figura 71).

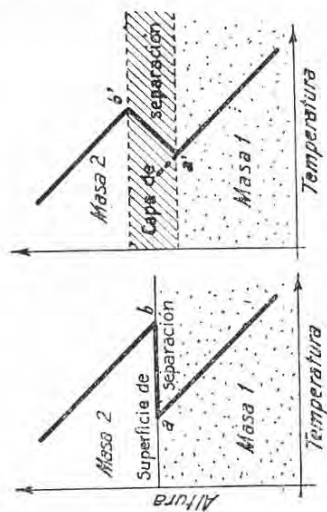


Fig. 71. — Transformación de una "superficie de separación" de dos masas aéreas, en una "capa de separación".

Pasando de una masa aérea a otra, atravesando la "capa de separación" que se encuentra entre ellas, además de un aumento de temperatura, o sea de una "inversión", suele notarse también:

- cambio en el grado de humedad del aire;
- cambio en el grado de nubosidad;
- cambio en la dirección y velocidad del viento;
- cambio en las características eléctricas del aire;
- cambio en la calidad de la visibilidad.

El gradiente térmico, representado en la figura 71 por la inclinación de la línea $a-b$, suele alcanzar magnitudes muy variadas. Sus valores característicos son:

= + 10°/100 m,	cuando la capa de separación es delgada.
= + 5°/100 "	" " " " " mediana.
= + 1°/100 "	" " " " " gruesa.
= + 0°/100 "	" " " " " muy gruesa.

El cambio en el grado de humedad determina que las inversiones sean, al mismo tiempo, las superficies límites de las capas de nubes.

El cambio brusco en la dirección y fuerza del viento, junto con el cambio brusco en la temperatura, originan el *oleaje* en la superficie

de separación de las masas aéreas, que puede ser observado frecuentemente en la base inferior de las nubes. En la figura 72 se encuentra representada la longitud de

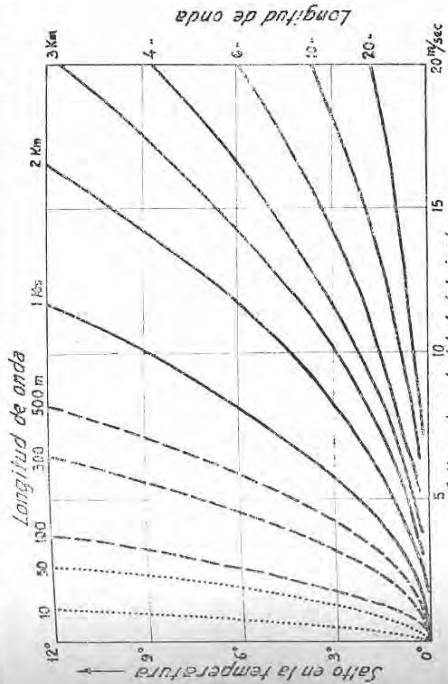


Fig. 72. — Longitud de las ondas producidas en las superficies de separación de las masas aéreas.

las ondas que se producen, de acuerdo con el "salto" en la temperatura del aire y la velocidad del viento.

Pueden distinguirse las siguientes inversiones:

- 1) Inversión común, que se encuentra en la capa de separación de las masas aéreas de temperatura potencial distinta. Las masas frías están separadas de las calientes por una inversión. La temperatura aumenta bruscamente, pasando de una a otra (fig. 73). Asimismo, se encuentran separadas por una inversión las masas de procedencia polar de las de origen tropical.
- 2) Inversión a ras del suelo, que se produce diariamente, en las primeras horas de la mañana, en la cercanía de la tierra, como consecuencia de la acumulación del aire enfriado sobre el suelo, fenómeno en el que desempeñan un papel muy importante las partículas sólidas suspendidas en el aire (fig. 74).

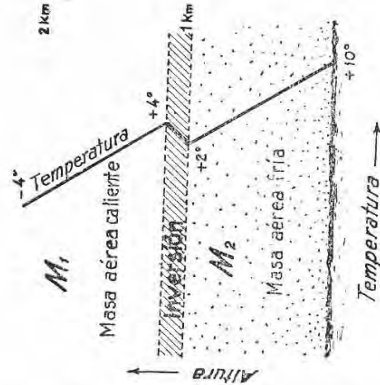


Fig. 73. — "Inversión común", producida en la superficie límite de dos masas aéreas de temperatura potencial distinta.

3) Inversión de turbulencia, que se observa de 1 a 2 km de altura, y suele limitar una capa aérea muy revuelta, de condiciones térmicas, higras y de transparencia muy uniformadas, capa que es originada por la influencia de la topografía del terreno sobre la estructura del viento (fig. 64).

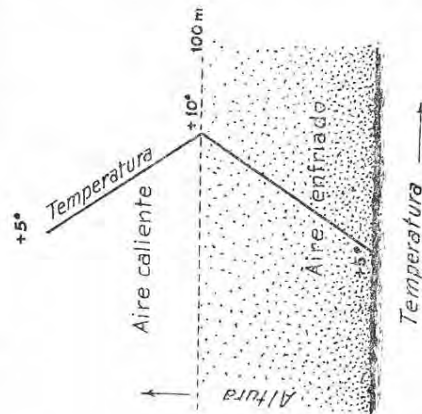


Fig. 74. — "Inversión a ras del suelo", formada por el enfriamiento del aire durante las horas de la madrugada.

4) Inversión en el límite superior de los vientos constantes, como por ejemplo, de los "alisios" en los mares, y de los "monzones" sobre los continentes.

5) Inversión de altura, que existe en ciertas latitudes, en la superficie de separación entre la troposfera y la estratosfera; superficie llamada "tropopausa" (fig. 69).

Como se deduce de esta clasificación, las causas de la existencia de distintas masas aéreas en el espacio, y, por consiguiente, también de las inversiones, son:

a) La formación de masas aéreas de condiciones físicas individuales en las distintas regiones geográficas de la Tierra, y su desplazamiento por la superficie de ella. El aire frío, pesado, eleva al aire caliente, liviano, y el aire seco, al aire húmedo que encuentra en su camino.

b) La elevación y descenso del aire, que se efectúa sin cesar y que origina rápidos calentamientos y enfriamientos de las masas afectadas. Una masa aérea que desciende de la altura, debido a la compresión a que está expuesta en su nuevo ambiente, se calienta más en su plano superior que en el inferior; el resultado es una inversión (fig. 75).

c) El viento, que siempre trata de separar masas aéreas de características uniformes de nuestra atmósfera.

d) El enfriamiento que sin cesar se produce en el aire, tanto en la superficie de la tierra como en la altura.

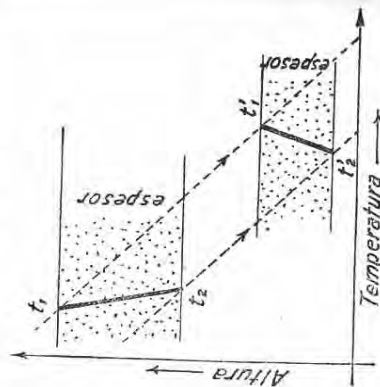


Fig. 75. — Formación de una "inversión", como consecuencia del descenso de una masa aérea.

NOTA: Las "inversiones" desempeñan un papel importante en la formación de las neblinas y nubes, como se demostrará en el capítulo III: Fenómenos higras.

81. Características de la estratosfera. — La principal característica de la estratosfera, hasta unos 35 km de altura, es su *isotermia*, o sea la constancia de su temperatura y la preponderancia de movimientos horizontales en ella, en detrimento de movimientos verticales.

La temperatura de la estratosfera en las latitudes medias, se estima en -56.5° . La más baja temperatura, unos -88° , se encuentra a 17 km de altura, en la región ecuatorial, como consecuencia de la elevación de las masas aéreas húmedas, acompañada de un fuerte enfriamiento. La más alta temperatura, unos -42° , se halla en las regiones polares, pero sólo durante la estación de verano, como efecto combinado de la absorción del calor durante el largo día polar, y de la advección de masas aéreas calientes de la región tropical; advección que se efectúa en forma descendente y, por consiguiente, aumentando de temperatura. Durante el invierno, debido a la ausencia del calor solar, la temperatura es notablemente más baja, unos -63° . Como temperatura media de la estratosfera, como lo hemos dicho antes, puede ser considerada la temperatura de -68° .

Otras particularidades de la estratosfera son: la ausencia de vapor de agua —porque debido a su elevado peso molecular, se difunde muy poco en ella—, y como lógica consecuencia, la carencia de nubes, excepto de las "nubes de altura", o "nubes de nácar", formadas por el vapor de agua arrojado accidentalmente a las altas capas atmosféricas por erupciones volcánicas potentes. Los vientos alcanzan su máxima intensidad en su límite inferior, o sea en la "tropopausa", desde donde disminuye su fuerza, tanto hacia arriba como hacia abajo, aproximándose a la superficie de la Tierra. La elevada intensidad de los vientos hace suponer que están acompañados por fuerte turbulencia. La forma frecuentemente desgarrada de las nubes cirrus habla en favor de esta interpretación.

82. Influencia térmica del ozono. — Los pequeños corpúsculos de calor, en particular los ultravioletas, debido a su reducido tamaño y su gran energía, pueden penetrar en las moléculas de oxígeno y nitrógeno y producir un gran desorden en las mismas, sea sacando electrones de sus órbitas —proceso llamado ionización del aire—, sea separando los dos átomos que forman estas moléculas. En las altas capas atmosféricas, el oxígeno y el nitrógeno se pueden encontrar, en consecuencia, también en estado "monoatómico", como O_1 y N_1 . Los átomos de oxígeno liberados e ionizados, debido a la atracción eléctrica que sobre ellos ejercen las moléculas ionizadas de signo contrario, se adhieren a éstas, formando así conjuntos nuevos, compuestos por tres



VER PÁGINA 118

átomos. Este nuevo gas se llama *ozono*. Su peso molecular es 48; representa, pues, una partícula sólida de dimensiones considerables, capaz de afectar a los rayos solares sensiblemente. En la capa aérea donde se forma ozono —según toda probabilidad, esto ocurre entre 20 y 35 km de altura—, debe haber, por consiguiente, una considerable pérdida de calor por reflexión, absorción e irradiación. La temperatura de la capa superpuesta debe ser, en consecuencia, elevada, fenómeno que se verifica alrededor de los 50 km de altura.

Los cálculos dan una temperatura de $+50^{\circ}\text{C}$ para este nivel. Mediciones recientes, efectuadas con cohetes voladores, confirman estos resultados. A los 56 km de altura se ha registrado una temperatura de $+78^{\circ}$.

La absorción de los rayos ultravioletas por las altas capas atmosféricas es de mucha importancia para la vida. Si el ozono existente desapareciera, y no se renovara continuamente, la radiación ultravioleta sería tan potente, que peligrarían los tejidos orgánicos expuestos a ella.

83. Temperaturas en las grandes alturas. —

La temperatura del espacio interplanetario es de $3^{\circ}\text{A} = 270^{\circ}\text{C}$. A este valor tiene que descender la temperatura en el límite de nuestra atmósfera.

Cuándo lo hace, o sea a qué altura se efectúa este acomodo, escapa todavía a nuestro conocimiento. De la transformación de energía que se realiza en las auroras boreales, se ha deducido que la temperatura de toda la estratosfera sería sensiblemente constante, unos $-40^{\circ}\text{C} = 233^{\circ}\text{A}$. El descenso esperado se produciría, en consecuencia, recién en la capa atmosférica superpuesta, llamada "ionosfera".

Es digno de mencionar que varios investigadores dedujeron valores muy elevados para la temperatura del aire en la altura de 200 a 250 km, valores que oscilan entre $+150^{\circ}$ y $+560^{\circ}\text{C}$. Los datos obtenidos con cohetes tienden a confirmar estos cálculos. A 120 km de altura, aparentemente se registró una temperatura de $+100^{\circ}\text{C}$ (fig. 76). Mucha seguridad, sin embargo, no existe, ni en estos cálculos ni en las mediciones. Los cálculos adolecen del defecto de que en ellos no se ha

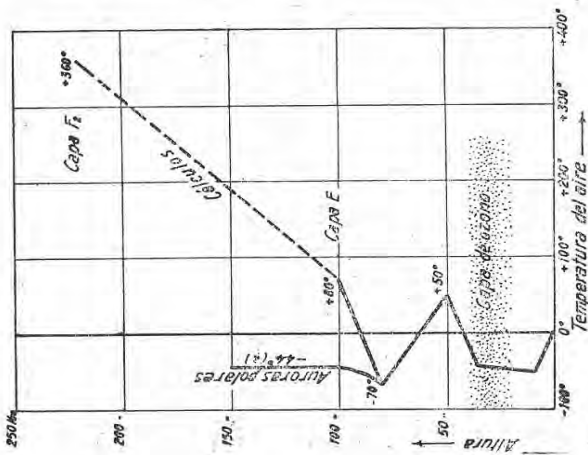


Fig. 76. — Temperatura del aire a distintas alturas, según investigaciones recientes.

prescindiendo del calor irradiado por el Sol. Según convenio, consideramos como "temperatura del aire" la temperatura que acusan los termómetros al abrigo de los rayos solares. Esta exigencia debe mantenerse, también, cuando se dan temperaturas para las capas aéreas elevadas. Las mediciones mismas pueden estar falseadas fuertemente, debido al calentamiento excesivo del instrumental empleado.

No obstante estas reservas, bien puede ser que reine elevada temperatura en las altas capas atmosféricas. Su causante podría ser la llamada radiación cósmica: radiación compuesta por corpúsculos muy pequeños y acompañada de ondas sumamente cortas, ($\lambda = 0,57 \cdot 10^{-30}\text{ cm}$), y por esto mismo, muy potente, capaz de destruir los átomos que se encuentran en estas alturas y liberar parte de la energía atómica que contienen. El futuro nos dirá qué hay de cierto en esta interpretación.

NOTA: La destrucción de un gramo de masa produce una energía de $9,00 \cdot 10^{20}\text{ erg}$, igual a $2,15 \cdot 10^{13}\text{ calorías}$, equivalentes a $25 \cdot 10^6\text{ kilowat-horas}$.

Esta energía E está dada por la fórmula de Einstein,

$$E = mc^2$$

donde significa: m , la masa del átomo, y c , la velocidad de la luz, $300\,000\text{ km/sec}$.

q = humedad absoluta en gr/m^3 ,
 Q = humedad necesaria para la saturación en gr/m^3 , en la temperatura reinante,
 $h\%$ = humedad relativa en por ciento.

También se la puede calcular empleando la fórmula:

$$q = 289 \cdot \frac{e}{T}$$

conociendo:

e = presión del vapor de agua en mm Hg;
 $T = 273 + t$ = temperatura absoluta del aire.

86. Cálculo de la humedad específica. — Tampoco la *humedad específica*, o sea la cantidad de vapor de agua que hay en 1 kg de aire, puede ser medida directamente. Pero su valor puede ser calculado con un grado de aproximación suficiente por medio de la fórmula:

$$S = 622 \cdot \frac{e}{h}$$

donde significa:

S = humedad específica en gr/kg ;
 e = presión del vapor de agua en mm de Hg;
 h = presión atmosférica en mm de Hg.

La figura 77 permite encontrar la humedad específica para cualquier presión de vapor de agua —líneas horizontales— y para cualquier presión atmosférica —líneas inclinadas— proyectando el punto de intersección, por medio de líneas verticales, sobre una de las escalas existentes. Esta misma gráfica puede ser empleada también para valores diez veces mayores o diez veces menores.

Cuando una parte del vapor de agua es eliminado en forma de gotitas de agua o cristales de nieve, la humedad específica, conforme a la definición, disminuye; retornando a su magnitud anterior si estos productos de condensación vuelven a evaporarse. Por esta razón, es conveniente introducir el concepto de *humedad específica total*, que expresa la cantidad de agua en forma gaseosa, líquida y sólida que hay en 1 kg. de aire.

87. Determinación del punto de rocío. — Si se enfía paulatinamente el aire húmedo, llega un momento en que comienza la “condensación” del vapor de agua que hay en el mismo. La temperatura que el aire acusa en este instante es su “punto de rocío”.

El *punto de rocío* es, pues, la temperatura en la cual la cantidad de vapor de agua existente en el aire es suficiente para su saturación. En este momento, la “humedad relativa” es de 100 %.

CAPÍTULO III

FENÓMENOS HÍGRICOS

A) DETERMINACIÓN DEL GRADO DE HUMEDAD DEL AIRE

(Higrometría)

84. Modos de expresar el grado de humedad. — La cantidad de vapor de agua que hay en el aire en cierto momento, determina su *grado de humedad*. Este puede ser expresado en:

- a) Humedad absoluta;
- b) Humedad específica;
- c) Punto de rocío;
- d) Presión que ejerce el vapor de agua;
- e) Humedad relativa.

La humedad relativa y el punto de rocío, y en cierto sentido también la humedad absoluta, pueden ser medidas con relativa facilidad; la humedad específica y la presión del vapor de agua sólo pueden ser calculadas sobre la base de los elementos observados.

85. Determinación de la humedad absoluta. — La *humedad absoluta*, o sea la cantidad de vapor de agua que hay en 1 cm^3 de aire, sólo puede ser determinada por un procedimiento químico, “deseando” un cierto volumen de aire, o sea: haciéndolo pasar a través de una substancia higroscópica —por ejemplo, cloruro de calcio, CaCl_2 , o ácido sulfúrico, H_2SO_4 — y midiendo el aumento de peso de ésta, en relación con el volumen de aire empleado.

En la meteorología, por razones de comodidad, la *humedad absoluta* del aire se calcula sobre la base de la temperatura del aire y su humedad relativa, por medio de la fórmula:

$$q = Q \cdot h\%$$

donde significa:

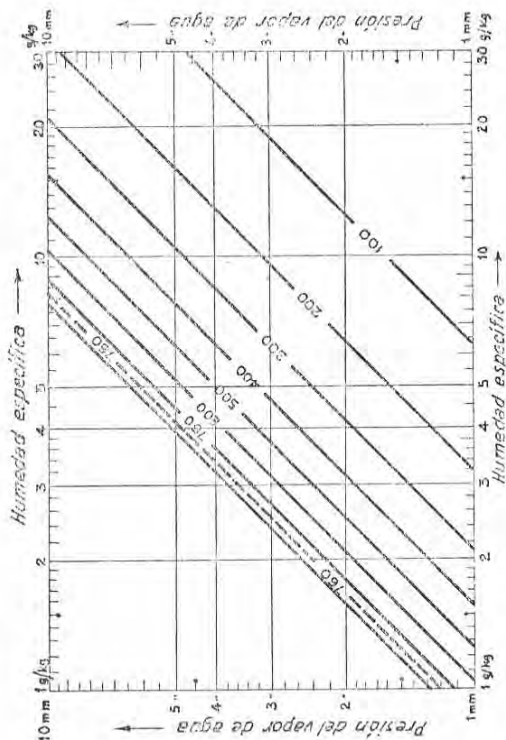


Fig. 77. — Gráfica para la determinación de la humedad específica, en dependencia de la presión del vapor de agua y de la presión atmosférica.

El punto de rocío puede ser determinado por medio de un *higrómetro de condensación*, tipo *Daniell* (figura 78).

Este aparato consta de dos esferas de vidrio, que se comunican por medio de un tubo. En una de las esferas hay éter; en el mismo se encuentra hundido el bulbo de un termómetro. La otra esfera está vacía y envuelta en una muselina. Si echamos éter sobre esta envoltura, debido a la pérdida de calor empleado en su evaporación, el recipiente se enfría, y por su intermedio, también el vapor de éter que contiene, disminuyendo, en consecuencia, la presión que el mismo ejerce. Esta disminución facilita mucho la evaporación del éter que se encuentra en la primera esfera. La pérdida de calor enfría el éter, inclusive la esfera que lo contiene y el aire que la rodea. Cuando la esfera se empaña por la condensación del vapor de agua que hay en el aire, la temperatura del termómetro, hundido en el éter, indica el "punto de rocío".

Si no fuese tan difícil precisar el "momento" en que se empaña la esfera, con este aparato se podría de un medio cómodo y rápido para la determinación del grado de humedad del aire. La "humedad absoluta" reinante, o la "presión del vapor de agua" existente, podrían ser leídas en las escalas auxiliares de los termómetros mismos. (Véanse las figs. 19 y 20).

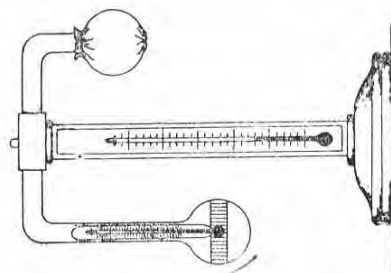


Fig. 78. — Higrómetro de condensación, tipo Daniell.

88. **Determinación de la presión del vapor de agua.** — Tampoco la presión que ejerce el vapor de agua que hay en el aire¹ puede ser medida directamente, sino sólo calculada, disponiendo de las temperaturas indicadas por un termómetro común, llamado "termómetro seco", y por otro termómetro cuyo bulbo de mercurio está envuelto en muselina que, por medio de una mecha, comunica con un vaso que contiene agua destilada o agua de lluvia, llamado por esto "termómetro húmedo". La muselina evapora el agua que sube por la mecha, proceso que, desde luego, insume calor, el que sólo puede ser extraído del bulbo del termómetro. La temperatura que indica este termómetro es, por lo tanto, más baja que la indicada por el termómetro seco. La diferencia es tanto mayor cuanto más "seco" está el aire. Ese juego de termómetros se llama *psicrómetro* (del griego *psychrós* = frío). Con ayuda de tablas numéricas, calculadas primero por *Regnault*, o por el *calorópsicrométrico* adjunto, fácilmente se determina la "presión del vapor de agua" existente en el aire, así como también la "humedad relativa" reinante.

Tanto las tablas de *Regnault* como nuestra gráfica, se fundan en la llamada *fórmula psicrométrica*, que se deduce de la siguiente manera:

Desde el momento en que las temperaturas de los dos termómetros se han estabilizado, la cantidad de calor que "pierde" el bulbo del termómetro húmedo, debido a la evaporación, es igual a la cantidad que "gana" del aire que lo envuelve, por medio de conducción, convección y radiación. Designando con *S* la superficie del bulbo, con *t* la temperatura del aire indicada por el termómetro seco, con *t'* la temperatura del bulbo enfriado indicada por el termómetro húmedo, con *c* el coeficiente de transmisión de calor, y con *Z* el tiempo elegido como referencia, entonces la cantidad de calor que "gana" el bulbo es:

$$Q_g = c \cdot S \cdot (t - t') \cdot Z$$

La cantidad de calor que "pierde" el bulbo es, naturalmente, tanto mayor cuanto más "seco" es el aire, o sea cuanto mayor es la diferencia *E' - e*, significando *e* la presión del vapor de agua existente en el aire, y *E'* la máxima presión posible a la temperatura *t'*, indicada por el termómetro húmedo. Además, la evaporación, y por consiguiente también la pérdida de calor, crece con la disminución de la presión atmosférica *b* y con el aumento del viento. Esta última dependencia la expresamos, para una velocidad media, con el coeficiente *c'*. De este modo obtenemos:

$$Q_p = c' \cdot S \cdot \frac{(E' - e)}{b} \cdot Z$$

Iguando las dos ecuaciones y simplificando, se obtiene:

$$c(t - t') = c' \frac{(E' - e)}{b}$$

de donde

$$e = E' - \frac{c}{c'} \cdot b \cdot (t - t')$$

¹ Ver página 37.

o, en forma abreviada:

$$e = E' \cdot A \cdot b \cdot (t - t')$$

que es la llamada *fórmula psicrométrica*.

La relación $e:t' = A$, llamada también "constante psicrométrica", puede ser determinada experimentalmente, siempre que se consiga conocer, por algún otro medio, e . Su valor numérico demuestra una dependencia de la velocidad del viento. Para el psicrómetro de aspiración, de tipo Assmann (fig. 29), con un viento artificial de $v = 3$ m/sec, alcanza el valor de 0,0082. Por consiguiente, para regiones geográficas de poca elevación —hasta 100 m, por ejemplo, donde la presión atmosférica es aproximadamente 760 mm—, resulta:

$$e = E' - \frac{66,760}{100,000} (t - t')$$

o sea:

$$e = E' - 0,5 (t - t')$$

fórmula sencilla, y suficientemente exacta a la vez, para orientarnos sobre el grado de humedad reinante.

EJEMPLO: Observados $t = 28,7^\circ$, $t' = 22,6^\circ$, $\Delta t = 6,1^\circ$ y $b = 710$ mm, siendo la constante del aparato $A = 0,0082$, y correspondiendo a la temperatura $t = 22,6^\circ$, $E' = 20,40$ mm, resulta:

$$\begin{aligned} e &= 20,40 - 0,0082 \cdot 710 \cdot 6,1 \\ &= 20,40 - 3,56 \\ &= 16,84 \text{ mm.} \end{aligned}$$

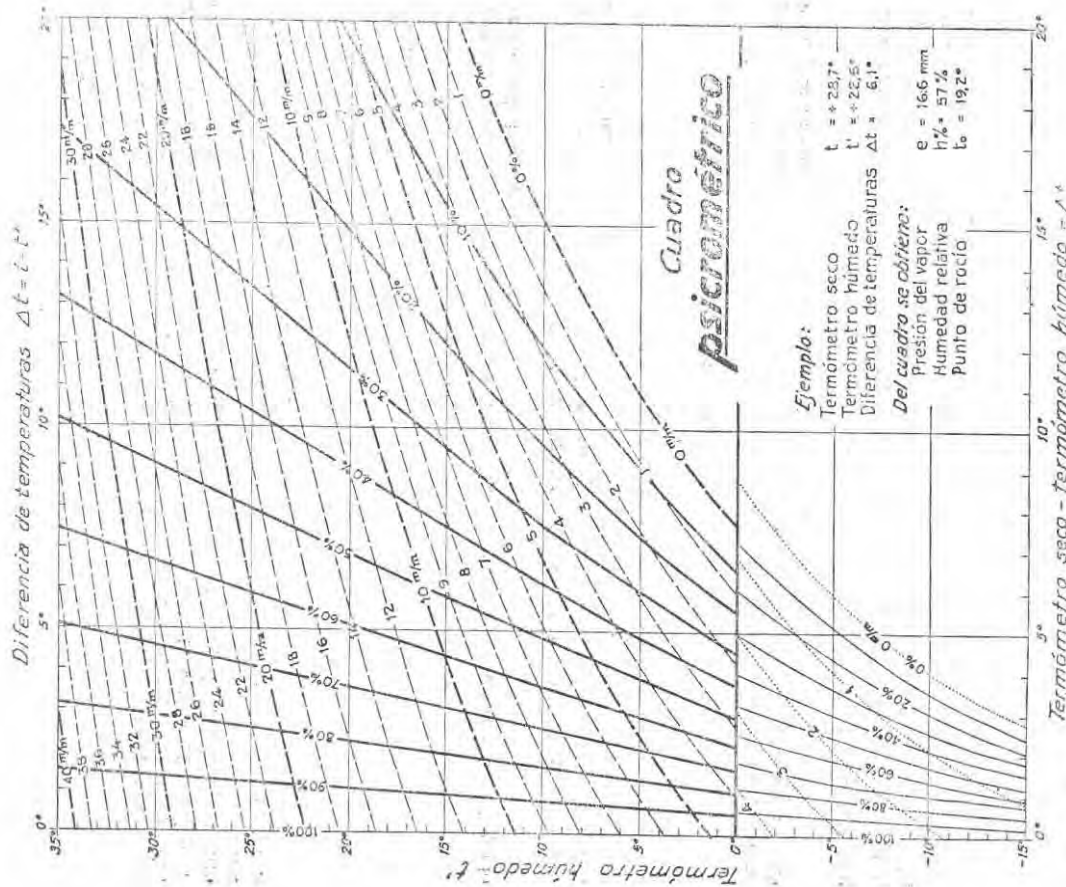
Nuestro "cuadro psicrométrico", llevando a intersección la horizontal, correspondiente a $t' = 22,6^\circ$, y la vertical, correspondiente a $\Delta t = 6,1^\circ$, da para $e = 16,8$ mm, y la fórmula aproximada $e = 20,4 - \frac{1}{2} \cdot 6,1 = 17,4$ mm.

Para que el psicrómetro permita obtener el grado de humedad del aire con la exactitud debida, es necesario que los dos termómetros sean iguales, e igual también el medio en que se encuentren. Buen resultado se obtiene con el psicrómetro de honda, y mejor todavía si se emplea el psicrómetro de aspiración de Assmann, por la constancia de la corriente de aire que produce.

La diferencia de temperaturas, deducida de las lecturas de los dos termómetros, disminuye con el aumento del grado de humedad. En un ambiente saturado de vapor de agua (humedad relativa 100 %), esta diferencia es nula, ya que no existe más evaporación. Por esta razón, el psicrómetro no se presta para la medición del grado de "sobresaturación del aire" (humedad relativa > 100 %). Tampoco permite obtener valores exactos en temperaturas muy bajas.

89. Medición de la humedad relativa. — La humedad relativa¹ puede ser medida directamente, aprovechando la propiedad del cabello

¹ Ver página 37.



Cuadro psicrométrico para la deducción del estado higrométrico del aire a base de las lecturas de los termómetros seco y húmedo. Después de formada la diferencia entre las lecturas de los termómetros seco y húmedo, se busca en el cuadro el punto que corresponde a la lectura del termómetro húmedo y a aquella diferencia. Se estima la posición de este punto dentro de los dos sistemas de líneas curvas. Un sistema nos indica la humedad relativa; el otro, la presión del vapor de agua.

humano de estirarse de acuerdo con el grado de humedad reinante.

La dilatación del cabello es rápida en un ambiente seco, pero notablemente lenta en un ambiente húmedo. Según Gay Lussac, la dilatación —expresada en porcentajes de la que se observa en un ambiente saturado— es la siguiente:

Humedad relativa =	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	%
Dilatación	0	21	39	53	64	73	79	85	90	95	100	%

Llámanse *higrómetro de absorción*, tipo Saussure, o simplemente *higrómetro* (fig. 79), todo aparato en el cual la dilatación del cabello humano, hecha visible por medio de un índice sobre un cuadrante dividido empíricamente, se emplea para señalar el grado de humedad reinante. Las ventas de estos aparatos son su gran sencillez y la posibilidad de poder emplearlos también en aire sobresaturado; su inconveniente es la lentitud con que se acomodan al ambiente, sobre todo en temperaturas muy bajas.

La humedad relativa reinante puede ser registrada también, en forma continuada, por medio del aparato llamado *higrógrafo*, en el cual la dilatación producida en uno o varios cabellos, dispuestos en forma de arpa, es ampliada por un mecanismo y registrada en una hoja de papel, adherida a un cilindro que, accionado por un reloj, efectúa una revolución entera en 24 horas (registro diario), o en 7 días (registro semanal) (fig. 80).

90. Utilidad del conocimiento de la humedad relativa. — El conocimiento de la humedad relativa, en combinación con la temperatura del aire y la presión atmosférica nos permite determinar, con ayuda de tablas numéricas o de gráficas, tanto la humedad absoluta y específica como la presión del vapor de agua existente, inclusive su punto de rocío.

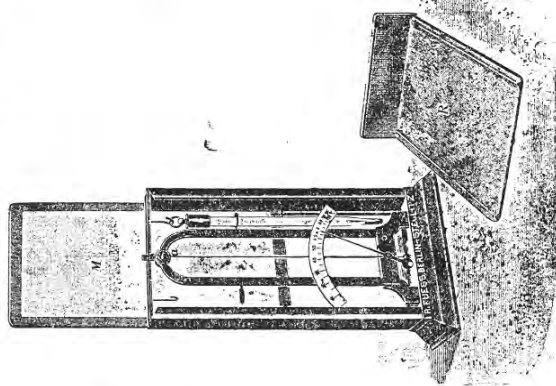


Fig. 79. — Higrómetro de absorción, tipo Saussure.

Supongamos que el termómetro seco hubiera acusado una temperatura $t = +18^{\circ}\text{C}$, el barómetro una presión $b = 725\text{ mm}$, y el higrómetro una humedad relativa $h\% = 61\%$; entonces, el cálculo de estos cuatro elementos se puede efectuar de la siguiente manera:

a) *Humedad absoluta*. Tablas numéricas o nuestra figura 19 nos indican la cantidad de vapor de agua necesaria para la saturación. Esta cantidad es, para la temperatura $t = +18^{\circ}$, $Q = 15,4\text{ gr/m}^3$. La "humedad absoluta" es, por consiguiente,

$$q = Q \cdot h\% = 15,4 \cdot \frac{61}{100} = 9,4\text{ gr/m}^3$$

b) *Presión del vapor de agua*. Análogamente, usando las tablas numéricas, o la figura 20, obtenemos el valor de la presión máxima del vapor de agua, posible a la temperatura $t = +18^{\circ}\text{C}$. Esta cantidad es $E = 15,5\text{ mm}$. La "presión del vapor de agua" existente se calcula entonces por la fórmula, análoga a la anterior:

$$e = E \cdot h\% = 15,5 \cdot \frac{61}{100} = 9,5\text{ mm}.$$

c) *Humedad específica*. En posesión ya de la "presión del vapor de agua", la "humedad específica" puede ser calculada, con un grado de exactitud suficiente para la práctica, por medio de la fórmula:

$$S = 622 \cdot \frac{e}{b} = 622 \cdot \frac{9,5}{725} = 8,2\text{ g/kg}.$$

A este mismo resultado se llega por medio de la gráfica figura 77, llevando a intersección la horizontal, correspondiente a $9,5\text{ mm}$ de presión, con la recta inclinada, correspondiente a 725 mm de presión atmosférica, y proyectando este punto verticalmente sobre la escala de la humedad específica, obteniendo $8,2\text{ gr/kg}$.

d) *Punto de rocío*. Conociendo la "humedad absoluta" o la "presión del vapor de agua" reinante, la determinación del "punto del rocío" es sencilla y equivale a encontrar la temperatura en la cual la cantidad de vapor de agua existente sería suficiente para la saturación. Siendo, en nuestro ejemplo, $q = 9,4\text{ gr/m}^3$, esta cantidad es la necesaria para la saturación, según se deduce de la figura 19, en una temperatura $t = 10,0^{\circ}$.

El mismo resultado se obtiene si se opera con la presión del vapor de agua. La presión existente, $e = 9,5\text{ mm}$ de Hg, es, como lo demuestra la figura 20, la presión máxima posible, E , a la temperatura de $t = +10,5^{\circ}$.

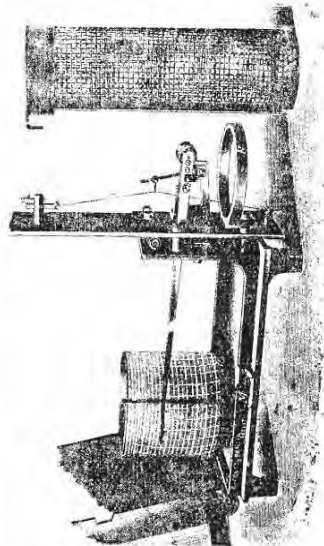


Fig. 80. — Higrógrafo.

B) CONDENSACIÓN DEL VAPOR DE AGUA

91. Necesidad del proceso de condensación. — Sabemos ya¹ que el aire sólo puede contener una determinada cantidad de vapor de agua, en concordancia con su temperatura, sin que se resienta su movimiento molecular. Alcanzado este estado, caracterizado por la "máxima presión" posible, el aire está saturado de vapor de agua. Si la cantidad de vapor de agua sigue en aumento, se forma un "excedente" del mismo, que la Naturaleza trata de eliminar mediante el proceso llamado **condensación del vapor de agua**.

Durante este proceso, el vapor se aglomera en gotitas de agua. El agua, que al comienzo se encontraba en estado gaseoso, al finalizar el proceso se encuentra en estado líquido.

El vapor de agua puede pasar también al estado sólido, formando "cristales de hielo", y por unión de éstos, "cristales de nieve". Cuando el vapor de agua pasa directamente del estado gaseoso al estado sólido, sin pasar por el estado líquido, se habla de **sublimación del vapor de agua**.

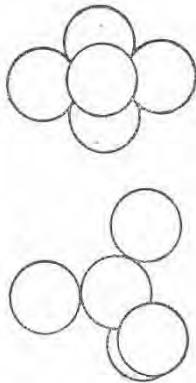


Fig. 81. — Posibles constituciones del vapor de agua, como conjuntos pentamoleculares.

92. Dificultades del proceso de condensación. — Las partículas del vapor de agua están formadas, como sabemos², por conjuntos de cinco moléculas, acomodadas en forma de una bipirámide trigonal (fig. 81). Este conjunto es algo compresible, por lo cual carece ya de la elasticidad perfecta que se atribuye a las moléculas simples. Entre estas cinco moléculas reina cierta "fuerza de cohesión", de naturaleza electrostática, que se manifiesta como fuerza de atracción en su alrededor. Sabemos además que estas partículas tienen una velocidad media de 275 m/sec en temperatura de 0° C. Hay, pues, una infinidad de choques entre ellas y las moléculas de aire del mismo ambiente.

Para que dos partículas de vapor de agua queden unidas después de un encuentro, es necesario que su velocidad, en el momento del choque, sea sumamente pequeña, de manera que su "fuerza de atracción" baste para impedir su separación. Tales uniones ocurren, sin duda, pero son rápidamente destruidas por el choque de partículas animadas por mayores velocidades, o por las moléculas de aire. La con-

densación del vapor de agua es, por esta razón, más o menos imposible, sin la intromisión de fuerzas extrañas.

El proceso sería más difícil todavía, si el vapor de agua estuviese constituido por moléculas simples, ya que éstas son consideradas como cuerpos perfectamente elásticos, animados por una velocidad media de 615 m/sec, y con fuerzas de cohesión y de atracción mucho menores; nuevo argumento a favor de la interpretación del vapor de agua como conjuntos pentamoleculares.

93. Importancia de los núcleos de condensación. — El análisis de los productos de condensación demuestra que siempre hay algún cuerpo extraño en ellos: una pequeñísima partícula sólida, como ser: sal marina, polvillo volcánico o alguna partícula de cristal desmenuzado, elevada del suelo. Las dimensiones de estas partículas son de orden de un millonésimo de centímetro ($= 5 \cdot 10^{-6}$ hasta $1 \cdot 10^{-7}$ cm). En aire depurado de todos los cuerpos extraños, prácticamente no se produce condensación. Por esta razón, la presencia de partículas sólidas en el aire es de importancia capital para la eliminación del vapor de agua del espacio. Ellas son los **núcleos** alrededor de los cuales se inicia la condensación.

El desarrollo del proceso mismo nos lo podemos imaginar del siguiente modo: Cuando una partícula de vapor choca con una partícula sólida, lo más probable es que rebote, como si fuera una bola de billar. Pero, si su velocidad es pequeña, puede ser que después del choque no esté más en condiciones de alejarse de la "esfera de atracción" de la partícula, quedando por consiguiente adherida a ella.

Las "fuerzas de atracción", capaces de producir la adhesión del vapor de agua a las partículas sólidas, pueden ser de naturaleza eléctrica, química, higróscópica, o de simple cohesión. Sólo la atracción gravitacional queda excluida como posible origen, debido a la extremada pequeñez de la misma, dada la insignificancia de las masas que intervienen en este proceso.

94. Importancia de las fuerzas eléctricas. — Tanto los núcleos de condensación como las partículas de vapor de agua suelen tener carga eléctrica. Los núcleos se llaman, entonces, "iones pesados"; las partículas de vapor de agua, "iones livianos". Si el signo de las cargas es diferente, las dos partículas se atraen, con tanto más fuerza cuanto más próximas están, conforme lo expresa la Ley de Coulomb.

Si la carga eléctrica del núcleo es e , la carga de la partícula de vapor de agua e' , y la distancia entre ellos d , entonces la fuerza de atracción F está expresada por la fórmula:

$$F = \frac{ee'}{d^2}$$

¹ Véase página 34.
² Ver página 33.

Atetración elctrica puede haber tambin entre dos partculas de vapor de agua con cargas diferentes, por ejemplo, cuando faltan a una partcula uno o varios electrones, sobrándole en cambio a la otra. Aquellas se llaman "iones positivos"; éstas, "iones negativos". Los iones negativos son algo mayores que los positivos. Una partcula de vapor de agua "ionizada" de alguna de estas maneras, puede actuar como ncleo de condensación. Los experimentos de Wilson han demostrado, sin embargo, que esta posibilidad tiene poca importancia en la Naturaleza. Para que pueda haber condensación alrededor de los "iones negativos", la humedad relativa tendria que ser de 420 % o sea: la cantidad de vapor de agua, muy grande, y la velocidad media de su movimiento molecular, muy pequeña. Para "iones positivos", la exigencia es mayor todava. La humedad relativa tendria que ser de 790 %. Tales estados higriscos no se observan en la Naturaleza.

Las fuerzas elctricas desempeñan un papel de importancia, no tanto en el momento de iniciación de la condensación como más adelante, cuando las gotitas de agua formadas han adquirido ya cierto tamaño.

95. Importancia de la fuerza de cohesión. — Entre las moléculas de las partículas sólidas existe una mutua atracción electrostática, que se manifiesta como una fuerza de cohesión. Esta fuerza actúa hasta cierta distancia, muy reducida, por cierto. Si una partícula de vapor de agua penetra en la "esfera de acción" de esta fuerza, puede ser que, después del choque, debido a su poca velocidad, no esté más en condiciones de alejarse y quede adherida a ella. El proceso puede repetirse muchas veces, hasta que la partícula sólida queda cubierta por una película de agua suficientemente espesa, transformándose con ello en una gotita de agua.

El efecto de la fuerza de cohesión puede ser observado fácilmente. Llenando con agua, por ejemplo, un angosto tubo de vidrio, vemos que ésta "sube" por las paredes del mismo. Su superficie es cóncava. La causa reside en el hecho de que la fuerza de cohesión del vidrio es "mayor" que la fuerza de cohesión del agua, por lo cual el agua es atraída por el vidrio. Si experimentamos con mercurio, observamos lo contrario. La fuerza de cohesión del vidrio es "menor" que la fuerza de cohesión del mercurio. Por esta razón, el mercurio no se adhiere al vidrio. Su superficie es convexa (fig. 82).

El vidrio es un silicato doble de calcio y potasio; se compone, pues, de las mismas materias que muchas partículas sólidas, en particular las de cuarzo. Las partículas finísimas de cuarzo son, por esta razón, núcleos de condensación.

96. Importancia de las partículas higrscópicas. — La retención del vapor de agua es facilitada si la partícula sólida es de estructura porosa, con muchas cavidades microscópicas en su interior. Las par-

tículas de vapor de agua que penetran en estas cavidades chocan repetidas veces contra sus paredes, disminuyendo así progresivamente su velocidad, hasta que, por último, quedan adheridas a ella. Partículas sólidas de estas características se llaman *higrscópicas*.

Partículas higrscópicas son, en general, todos los productos de combustión, todas las sales marinas, y muy especialmente la nieve. Debido a la facilidad con que estas partículas retienen en su seno a las partículas de vapor de agua, el ambiente no tiene que estar "saturado" para que se inicie la condensación. Basta una humedad relativa, a veces de sólo 50 %, para que comience el proceso.

97. Importancia de las fuerzas químicas. — Ciertas substancias, particularmente las sales, se disuelven fácilmente en el agua. Cuando la solución se encuentra "saturada", cada molécula de sal, por ejemplo NaCl, está fuertemente ligada a una partícula de agua, compuesta por cinco moléculas. La fuerza de atracción que este nuevo conjunto ejerce es grande. La consecuencia es que las partículas de vapor de agua que chocan contra él son retenidas, aun cuando su velocidad de vuelo es todavía considerable. Dicho de otra manera: en presencia de sales solubles, la condensación del vapor de agua se verifica, aun cuando la humedad relativa del ambiente esté levemente por debajo de 100 %.

Sobre la presión del vapor de agua E , como también sobre la humedad relativa $h\%$, que son necesarios para que haya condensación de vapor de agua encima de sales secas, en un ambiente de 10° C, ilustra la siguiente tabla, extraída de un estudio de K. Wegener y E. Niedendorfer:

H ₂ O (referencia)	$E = 16.5 \text{ mm}$	$h\% = 100 \%$
NaCl	$= 12.6 \text{ "}$	76 "
MgSO ₄	$= 7.4 \text{ "}$	45 "
MgCl ₂	$= 5.8 \text{ "}$	35 "

La disminución dE , de la presión de vapor de agua E que es necesario para la saturación en una determinada temperatura, está expresada por la fórmula de Raoult:

$$dE = -E \cdot \frac{m}{m + m_0}$$

donde m significa la cantidad de moléculas de sal disueltas, y m_0 , la cantidad de moléculas de agua ligadas. De esta fórmula se deduce fácilmente que cuanto mayor es m_0 , menor es dE . La fuerza de atracción de las gotitas de agua salada disminuye con su crecimiento. Cuanto mayores son ellas, menor es su fuerza de atracción.

Esta relación reviste mucha importancia. Ella nos dice que cuanto mayor es una gotita, menor es su salinidad y su fuerza de atracción. Con el crecimiento de la gotita de agua salada debe crecer, pues, también la humedad relativa, para que pueda proseguir la condensación. A continuación damos los valores que, según Hilding Köhler, corresponden a un "estado de equilibrio". La salinidad de

las gotitas está expresada por la letra S , y dada por la relación m ($m + m_0$): la dimensión de la gotita, por su radio, r , y la humedad relativa correspondiente, por $h\%$.

S	r	$h\%$
1:1	$9.3 \cdot 10^{-6}$ cm.	97.47 %
1:10	$2.0 \cdot 10^{-4}$ "	99.72 "
1:100	$4.3 \cdot 10^{-4}$ "	99.992 "
1:1 000	$9.3 \cdot 10^{-4}$ "	100.010 "
1:10 000	$2.0 \cdot 10^{-3}$ "	100.006 "

Estos mismos valores se encuentran representados también en la figura 83, por medio de una línea de trazos.

El significado de estos valores es el siguiente: Las gotitas de agua salada crecen, es decir, hay "condensación" del vapor de agua, si la humedad relativa del ambiente es mayor que la que corresponde a su tamaño. En caso contrario, o sea cuando la humedad relativa es menor, las gotitas decrecen, es decir: hay "evaporación" en su superficie.

98. Crecimiento de las gotitas de agua. — Una vez llenadas las cavidades de una partícula higroscópica, y envuelta la misma en una delgada capa de agua, la partícula se transforma en una gotita de agua. Desde ese momento el proceso de condensación es mantenido, y con el crecimiento de la gotita, también intensificado, por una nueva fuerza, llamada *tensión superficial* de los líquidos.

Las moléculas de los líquidos se atraen mutuamente. La atracción llega hasta una cierta distancia, que en el caso del agua es, aproximadamente, de 4 milonésimos de milímetro ($\approx 4 \cdot 10^{-7}$ cm). Su intensidad decrece rápidamente. Como consecuencia de esta atracción, una molécula que se encuentra en el interior del líquido, dentro de su "esfera de acción", es atraída por todas las moléculas que se encuentran de los líquidos, estas atracciones, sin embargo, se neutralizan. La molécula se encuentra en estado de equilibrio. No sucede lo mismo con una molécula m_0 , situada ya en la proximidad de la superficie, porque su "esfera de acción" sobresale ya, en parte, del líquido, de manera que las atracciones dirigidas sobre ella por las moléculas vecinas no están compensadas más. Prevalce la atracción dirigida hacia el interior del líquido, que se manifiesta como una pequeña "fuerza" que trata de retener la molécula, como parte del gran conjunto. Esta fuerza alcanza su valor máximo cuando la molécula se encuentra en la superficie del líquido mismo; caso m_0 de nuestra figura. Ahora, todas las moléculas que se encuentran en la "esfera de acción" de la molécula tratan de atraerla hacia el interior del líquido,

acción que no está contrarrestada de ninguna manera, por encontrarse vacía la mitad sobresaliente de la esfera.

Las moléculas que forman la superficie de los líquidos se encuentran, así, bajo la influencia de una fuerza que las atrae hacia el interior de los mismos. Llámase esta fuerza *tensión superficial* de los líquidos.

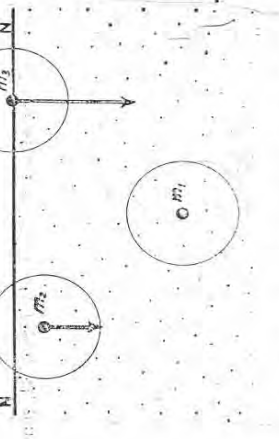


Fig. 84. — "Tensión superficial" de los líquidos representada por la longitud de las flechas.

por de agua quedan adheridas a las gotitas ya formadas, contribuyendo a su crecimiento.

Como lo demuestra la figura 85, tanto la tensión superficial de una gotita de agua como su poder de retención del vapor de agua dependen de la curvatura

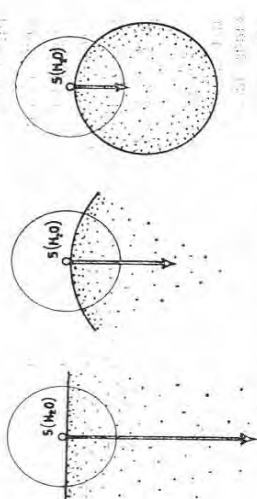


Fig. 85. — Tensión superficial de las gotitas de agua de distinto tamaño, expresión, a la vez, de su "poder de retención" del vapor de agua.

de la gotita, y la constante capilar a , el poder de retención P de la gotita queda expresada por la fórmula:

Representando el radio de la gotita con r y la constante capilar con a , el poder de retención P de la gotita queda expresada por la fórmula:

$$P = 4 \pi r^2 a$$

Ella dice que el poder de retención de la gotita disminuye rápidamente con el tamaño de la misma. En consecuencia, para que pueda haber retención del vapor de agua, éste tiene que moverse con muy poca velocidad, exigencia que se cumple solamente cuando la sobresturación es grande.

Según W. Thomson, las humedades relativas necesarias para que pueda crecer una gotita de radio r en temperatura de 0°C , son las siguientes:

r = grande	$h\%$ = 100.000 %
$= 10^{-3}$ cm	$= 0.01$ cm
$= 10^{-4}$ "	$= 0.001$ "
$= 10^{-5}$ "	$= 0.0001$ "
$= 10^{-6}$ "	$= 0.00001$ "
$= 10^{-7}$ "	$= 0.000001$ "
$= 10^{-8}$ "	$= 0.0000001$ "
$= 10^{-9}$ "	$= 0.00000001$ "
$= 10^{-10}$ "	$= 0.000000001$ "
$= 10^{-11}$ "	$= 0.0000000001$ "
$= 10^{-12}$ "	$= 0.00000000001$ "
$= 10^{-13}$ "	$= 0.000000000001$ "
$= 10^{-14}$ "	$= 0.0000000000001$ "
$= 10^{-15}$ "	$= 0.00000000000001$ "
$= 10^{-16}$ "	$= 0.000000000000001$ "
$= 10^{-17}$ "	$= 0.0000000000000001$ "
$= 10^{-18}$ "	$= 0.00000000000000001$ "
$= 10^{-19}$ "	$= 0.000000000000000001$ "
$= 10^{-20}$ "	$= 0.0000000000000000001$ "

La penúltima gotita es sólo una partícula de vapor de agua con un electrón de más, o sea un ion liviano negativo; la última, una partícula con un electrón de menos, o sea un ion liviano positivo.

También estos valores están representados en la figura 83, por medio de una línea llena. Esta figura demuestra claramente cuán fácil es la condensación del vapor de agua sobre gotitas formadas por agua salada, y cuán difícil sobre las gotitas formadas por agua pura. Las gotitas de agua salada pueden crecer en un ambiente en que las gotitas de agua pura se evaporan.

99. El proceso de sublimación. — La aglomeración de las partículas de vapor de agua en "conjuntos sólidos" se efectúa, comúnmente, por el *proceso de sublimación*, o sea: pasando del estado gaseoso al estado sólido directamente, sin intervención del proceso de condensación. Los productos de la sublimación son los cristales de hielo, y la unión de éstos, los cristales de nieve.

Los productos que se han formado con intervención del proceso de condensación, o sea: formándose primero gotitas de agua y luego congelándose éstas, al chocar con un cristal de hielo, carecen de formas cristalinas nítidas. Ellos son: la nieve granulada, el garrotillo, el granizo y la piedra pedrisco.

El *proceso de sublimación* puede ser descrito en la siguiente forma:

Como sabemos ya, cada átomo es un sistema eléctrico en estado neutro¹. La carga positiva, formada por cierto número de protones, se encuentra en el centro del átomo; la carga negativa, formada por un número igual de electrones que revolotean alrededor de este núcleo, en su exterior.

En el caso del agua, H_2O , los dos electrones de los átomos de H se asocian a los seis electrones que revolotean en la cáscara exterior del

¹ Ver página 17.

átomo de O. De este modo, el átomo de O se transforma en un "ion negativo bivalente", y los dos átomos de H, en "iones positivos monovalentes". La atracción mutua de estas iones es la fuerza de cohesión que sostiene la molécula de agua. Esta misma fuerza interviene también en los conjuntos pentamoleculares, $5(\text{H}_2\text{O})$, de que se compone el vapor de agua. Para anular esta fuerza sería necesaria una energía de 15,3 calorías por gramo de agua.

Cuando la temperatura disminuye, estos compuestos pentamoleculares se contraen, y las moléculas que los componen se acercan. Mas llega un momento en que, debido a este acercamiento, principian a afectarse sus capas de electrones, comenzando a actuar entre ellas una fuerza de repulsión, llamada también fuerza de *von Borné*, que desde luego, contrarresta la fuerza de cohesión. Los conjuntos moleculares comienzan a aflojarse y a agrandarse su volumen. En temperatura de 4°C , el incremento iguala ya la contracción producida por la temperatura: la densidad del agua acusa su valor máximo, y su volumen específico, el mínimo.

Con el descenso de la temperatura prosigue el aflojamiento de los conjuntos. A 0°C , la fuerza de cohesión del conjunto es ya tan pequeña que basta un choque contra una partícula sólida, como ser una molécula de NaCl , H_2SO_4 , MgSO_4 o SiO_2 , para que se desplome totalmente, permitiendo así, al amparo de la fuerza de atracción de esta partícula, un nuevo ordenamiento de sus moléculas. Terminado este proceso, el conjunto queda ligado a la partícula. Sus moléculas ya no se "desplazan", sino que sólo "vibran", con una intensidad en concordancia con la temperatura del ambiente. El agua ha pasado del estado gaseoso al estado sólido. Se inició el *proceso de sublimación*. La temperatura de 0°C representa, de este modo, la "temperatura de congelación" del agua.

100. Formación de los cristales de hielo. — Si pudiéramos observar con algún supermicroscopio el ordenamiento de las moléculas del agua en el estado sólido, obtenido por el proceso de sublimación, veríamos que las cinco moléculas forman, junto con la partícula chocada, un hexágono mínimo. Esta nueva formación es un *cristal de hielo naciente*, un "núcleo", alrededor del cual prosigue la sublimación del vapor de agua con velocidad creciente. Desde este momento, no sólo la partícula sólida, sino también las moléculas de agua cristalizadas son "puntos de adhesión", "puntos de ligamiento" o "puntos de cristalización" para otros conjuntos pentamoleculares. Con la adhesión de cada nueva partícula de vapor de agua se forma un nuevo hexágono. La composición del vapor de agua por conjuntos de cinco moléculas es, pues, la causa primaria que posibilita su cristalización en el sistema hexagonal.

En la figura 86 se encuentran representadas las diversas posibilidades que pueden ocurrir. Siendo la partícula chocada, por lo general, más pesada que una molécula de agua, el cristal de hielo naciente tenderá a caer a tierra con la partícula sólida en su base, arrastrando consigo las partículas de vapor de agua que le quedan adheridas. Los casos extremos de las formas que de este modo puede adquirir son las agujas de hielo, si el crecimiento se efectúa en una dirección, y los cristales laminares, si el crecimiento se verifica en tres direcciones.

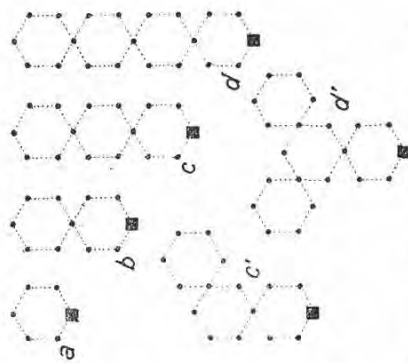


Fig. 86. — Formación incipiente de un "cristal de hielo" desde una partícula sólida, por adhesión progresiva de partículas de vapor de agua, compuestas por 5 moléculas, *a*, *b*, *c* y *d*; formación de una aguja de hielo: *a*, *b*, *c*' y *d*'; formación de un cristal laminar.

Es muy frecuente la formación de los cristales laminares. Su crecimiento está representado en la figura 87, en cinco fases consecutivas. En la fase *a* se ve el cristal naciente: una partícula sólida en unión de cinco moléculas de agua, formando el primer hexágono rígido. En la fase *b* quedaron adheridas tres partículas de vapor de agua a este conjunto, formando tres nuevos hexágonos. En las fases *c*, *d* y *e* este proceso ha proseguido, solidificándose siempre más y más partículas de vapor de agua, pero conservando el conjunto la forma hexagonal. El crecimiento se efectúa, simultáneamente, sólo en tres direcciones, que forman entre sí un ángulo de 120° .

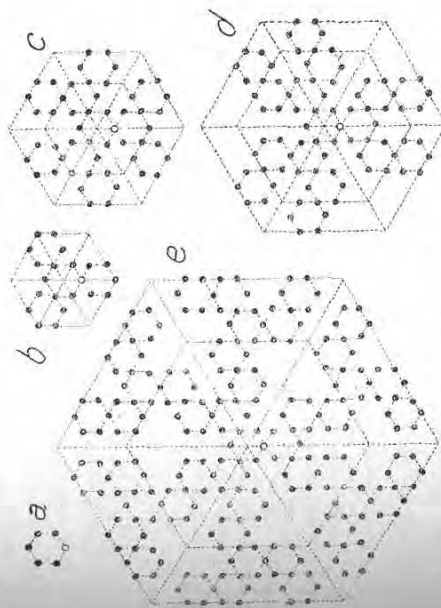


Fig. 87. — Crecimiento progresivo de un "cristal de hielo" por la sucesiva adhesión de partículas de vapor de agua, conservándose el ordenamiento hexagonal de ellas.

Este crecimiento alcanza un "estado límite", después de la sexta

ramificación. Con ello queda formado el cristal de hielo (fig. 88). Desde este momento, su crecimiento puede efectuarse en seis direcciones.

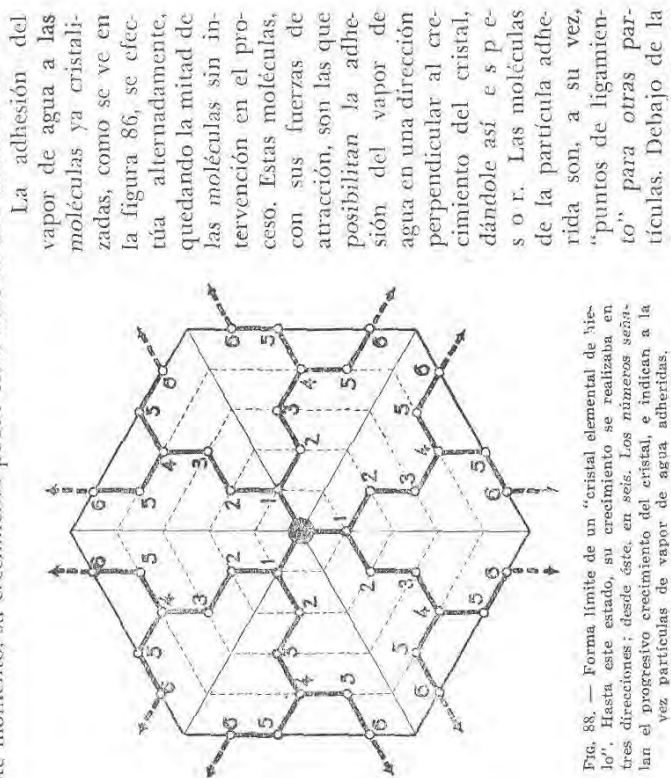


Fig. 88. — Forma límite de un "cristal elemental de hielo". Hasta este estado, su crecimiento se realizaba en tres direcciones; desde éste, en seis. Los números señalan el progresivo crecimiento del cristal, e indican a la vez partículas de vapor de agua adheridas.

cristal se pueden formar, así, otras láminas paralelas, dando mayor rigidez al conjunto. El proceso puede repetirse infinidad de veces, conforme sean las condiciones atmosféricas.

Como lo demuestra la figura 89, las láminas que de este modo se forman tienen distinto distanciamiento. Hay láminas con distanciamiento normal, igual a la distancia entre dos moléculas de agua solidificadas; y láminas con distanciamiento reducido a la mitad. El número de estas láminas es el doble de aquéllas.

Los espectrogramas de hielo, producidos por los rayos de Röntgen, confirman esta estructura. El distanciamiento reducido es $2,74 \cdot 10^{-8}$ cm; el distanciamiento normal, $4,52 \cdot 10^{-8}$ cm, en lugar de ser $5,48 \cdot 10^{-8}$ cm, o sea exactamente el doble del anterior.

Todo cuerpo que cae toma una posición tal que encuentra la mayor resistencia en el mar de moléculas que forman el aire. Una hoja de papel no cae de filo, sino de plano. Por esta razón, tanto las agujas de hielo como los cristales laminares pronto adquieren una posición horizontal. Los movimientos de rotación y de oscilación que efectúan alrededor de esta posición son nuevos factores que contribu-

yen al crecimiento de estos cristales. Las agujas de hielo no sólo crecen en la dirección de su eje principal, sino también en la dirección de los ejes secundarios, adquiriendo la forma de un cristal prismático. Si el crecimiento en las puntas queda un tanto retardado, el prisma parece terminar en pirámides; si es facilitado, en cristales laminares. Estos casos fundamentales se encuentran representados en la figura 90.

101. Formación de los cristales de nieve.

La forma de crecimiento de un cristal de hielo depende de las condiciones atmosféricas. Con mucha humedad, la velocidad media de vuelo de las partículas de vapor es menor, y su adhesión al cristal, facilitada. El efecto de la baja temperatura es semejante. También ella favorece la cristalización.

La adhesión de las partículas de vapor de agua al cristal se efectúa siempre en los vértices de es-

te, formados por las moléculas solidificadas más salientes. Estos vértices son los "puntos de ligamiento" para las nuevas partículas de agua a cristalizarse. La "fuerza de atracción" que emana de ellos penetra un tanto en el espacio y atrae las partículas de vapor de agua vagabundas, atándolas al conjunto.

Las direcciones en que crece el cristal de hielo, como también sus sucesivas ramificaciones, dependen del "grado de sobresaturación" existente.

Cuando la sobresaturación es pequeña, las ramificaciones son muchas y el crecimiento del cristal es lento, aunque sumamente ordenado; existe tendencia a formarse cristales laminares perfectos. Y cuando es grande, ya cercana a la saturación correspondiente al

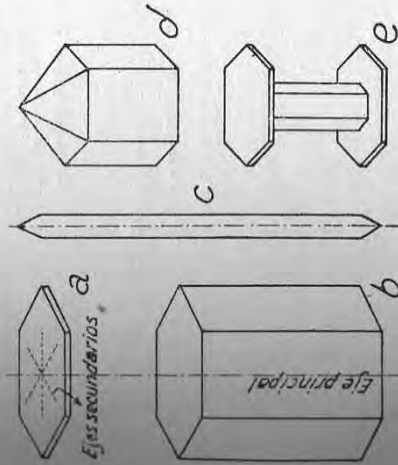


Fig. 90. — Formas principales de los cristales de hielo, a: lámina, b: prisma, c: aguja, d: prisma con pirámide, e: prisma con dos láminas.

agua, las ramificaciones son escasas, con tendencia a formarse cristales radiales. Entre estas dos formas extremas se encuentra una infinidad de variantes, todos productos de las condiciones atmosféricas, variables de un punto a otro y de un momento a otro.



Fig. 91. — Formación de un "cristal de hielo". El cristal de hielo que le dió origen está señalado con puntuado. Los puntos significan partículas de vapor de agua.

formando unidades mayores denominadas *cristales de nieve*. Las causas capaces de producir la unión entre ellos son las mismas que motivan la coagulación de las gotitas de agua.

NOTA. — El proceso de coagulación de las gotitas de agua es descrito detalladamente en el § 138.

Las formas que un cristal de nieve puede adquirir, son infinitas. No hay, porque no puede haber, dos formas absolutamente iguales. Un segundo de tiempo de diferencia en el nacimiento de dos cristales, un distanciamiento de un metro durante su crecimiento, o un centímetro de diferencia en la velocidad de caída, pueden ser ya factores ponderables en su formación.

En la figura 92 representamos algunas formas de cristales de nieve, todas ellas fotografiadas por G. Stüve.

102. Los productos de condensación. — La eliminación del vapor de agua del seno de la atmósfera es sólo posible cuando hay pequeños núcleos de condensación o de sublimación. El tamaño de estos núcleos es del orden de un millonésimo de centímetro ($1 \cdot 10^{-6}$ cm).

Los cristales de hielo coagulan entre sí,

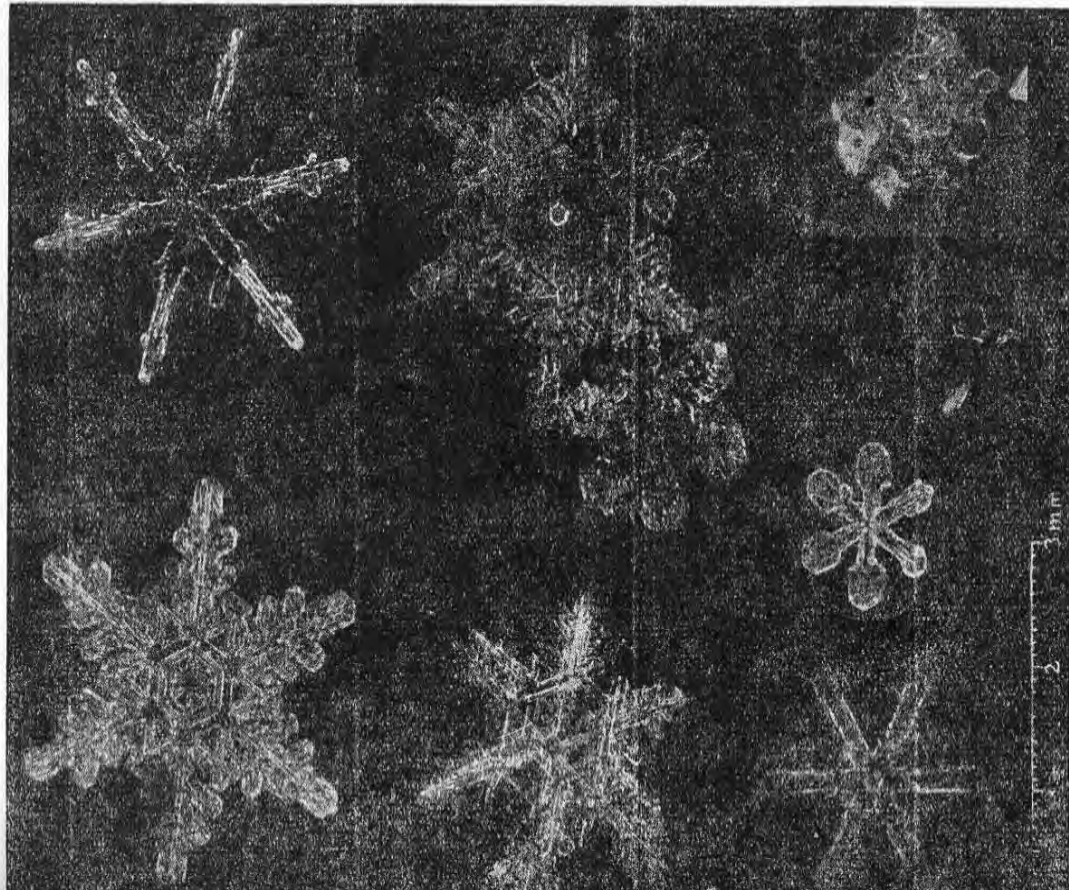


Fig. 92. — Cristales de nieve. Fotografías obtenidas por G. Stüve.

llenadas las cavidades del núcleo, en caso de ser higroscópico, yuelto el mismo en una película de agua, el producto de condensación se llama *bruma*. La *bruma* es, pues, una gotita de agua en formación. Su tamaño no pasa de $5\ \mu$ (fig. 93).

La bruma afecta la visibilidad, reduciéndola a veces, conforme sea su tamaño, hasta a 2 km. La disminución de la visibilidad es, así, un signo de la iniciación del proceso de condensación. Las nubes suelen formarse en la parte turbia del espacio.

Si el tamaño de la bruma sigue en aumento, se obtienen *gotitas de agua*. El tamaño de las gotitas oscila entre 5 y $150\ \mu$. De la dimensión y de la cantidad de ellas depende la calidad de la visibilidad. Las gotitas de agua son las constituyentes de las neblinas y de las nubes.

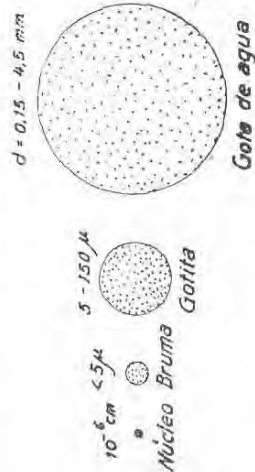


Fig. 93. — Designación y tamaño de los productos líquidos de condensación.

poniendo que las gotitas formadas sean todas de igual tamaño $-0.02\ \text{mm}$, o sea, justamente perceptibles para nuestra vista—, resulta que hay de 200 a 500 gotitas en $1\ \text{m}^3$ de nube o neblina. En general, las gotitas de las neblinas suelen ser más grandes que las de las nubes, y por esto mismo menos numerosas.

Desde que el tamaño de la gotita pasa de $0.15\ \text{mm}$, se la llama *gota de agua*. Su peso es ya suficientemente grande como para imprimirle una velocidad de caída de más o menos $1/2\ \text{m/sec}$, capacitándola de este modo, en condiciones normales, para separarse de la nube y precipitarse a tierra. Las gotas de agua no crecen tanto por la adhesión del vapor de agua como por unión entre sí durante la caída, o sea por "coagulación". Ellas forman las lluvias.

Gotitas y gotas de agua en "estado líquido", puede haberlas también en temperaturas inferiores a 0°C . Semejante *estado de sobresaturación* puede persistir hasta los -21.4°C . Alcanzada esta temperatura, el agua se cristaliza. La caída de una pequeña partícula sólida dentro de la gotita es suficiente para desencadenar el proceso (fig. 94).

En temperatura de -41°C , el vapor de agua está formado por dos conjuntos penamoleculares. Pasada, pues, esta temperatura, la unión de las partículas de vapor de agua se efectúa por sus propios medios, sin necesidad de núcleos sólidos.

Entre 0° y -21.4° , la eliminación del vapor de agua puede efectuarse también por el proceso de sublimación, siempre que exista una sobresaturación respecto del hielo, mas no todavía respecto del agua. Los pequeños sólidos así obtenidos se llaman cristales de hielo. Su tamaño no pasa de $5\ \mu$.

El proceso de sublimación se verifica, de preferencia, en temperaturas entre $-21,4^{\circ}$ y -15° . En temperaturas más elevadas, cercanas a 0° , el calor de condensación y de congelación liberta el desarrollo del proceso.

Los cristales de hielo ramificados o unidos entre sí, se denominan *cristales de nieve*. La ramificación es producto de las condiciones atmosféricas reinantes; la unión, una consecuencia del movimiento turbu-

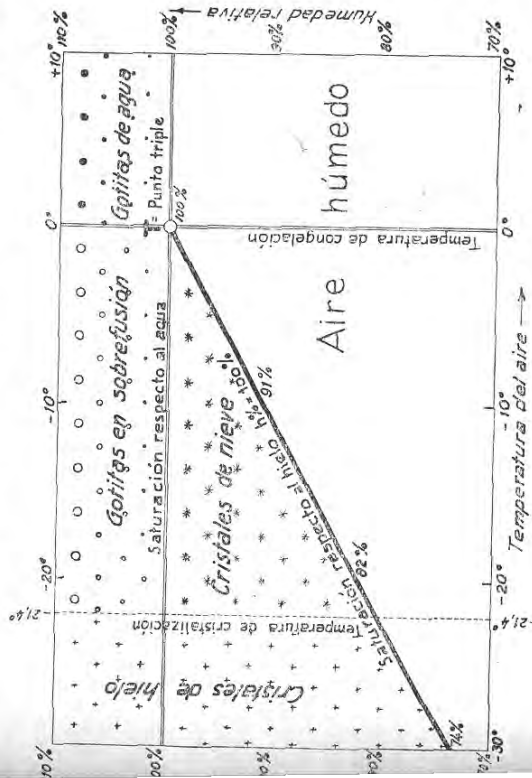


Fig. 94. — Condiciones térmicas e higras para la formación de los diversos productos de condensación.

nio de los cristales y de la diferente velocidad de caída. Sus dimensiones varían entre 5μ y 1 mm . La aglomeración de los cristales de nieve forma los *copos de nieve*. El tamaño de éstos suele alcanzar hasta 15 mm .

Las dimensiones de los distintos productos de condensación son:

a) Partículas sólidas	$d = 0,001$	— $0,010 \mu$
b) Bruma	$= 0,1$	— 5μ
c) Gotitas de agua	$= 5$	— 150μ
d) Gotas de agua	$= 0,15$	— $4,5 \text{ mm}$
e) Cristales de hielo	$= 0,1$	— 5μ
f) Cristales de nieve	$= 5 \mu$	— 1 mm
g) Copos de nieve		hasta 15 mm .

103. Causas de la condensación. — Para que pueda haber condensación o sublimación, es necesario un exceso de vapor de agua. Quiere

decir esto que el aire debe estar sobresaturado previamente. La "sobresaturación" puede producirse:

- De manera absoluta, aumentando la cantidad de vapor de agua que hay en el aire por medio de la evaporación;
- De un modo relativo, disminuyendo la temperatura del aire, y con ello su poder de sustentación de vapor de agua.

La figura 95 representa estas posibilidades. El punto A muestra un estado atmosférico común; por ejemplo, una temperatura de $+25^{\circ}$ y una humedad relativa de 50% , equivalente a $11,54$ gramos de agua por metro cúbico. Para que el aire esté saturado $-h \%$ $= 100 \%$, estado representado por el punto B—, la humedad absoluta tendría que aumentar a $23,07 \text{ gr/m}^3$.

Si en lugar de aumentar la humedad disminuye la temperatura, también se llega a la saturación. Este estado está representado por el punto C. La temperatura alcanzada, $t_0 = +13^{\circ}$, es el "punto de rocío". En esta temperatura, la cantidad de vapor de agua existente, que en temperatura de $+25^{\circ}$ daba una humedad relativa de 50% , ahora da 100% .

En caso de que prosiga el descenso de la temperatura, por ejemplo, hasta -10° , punto D, se produce un exceso de vapor de agua que puede ser eliminado. En el aire había $11,54 \text{ gr}$ de vapor de agua por metro cúbico, mientras que a esta temperatura puede tener sólo $2,38 \text{ gr/m}^3$. La diferencia, $11,54 - 2,38 = 9,16 \text{ gr/m}^3$ es el "sobrante" que puede ser eliminado.

Fig. 95. — Si se enfría una masa aérea húmeda debajo de su "punto de rocío", t_0 , se produce un exceso de vapor de agua, que es eliminado por el proceso de condensación.

El descenso de la temperatura del aire puede producirse por causas muy distintas, como ser:

- 1) Contacto con el suelo enfriado;
- 2) Contacto con partículas sólidas enfriadas;
- 3) Elevación de la masa aérea.

El contacto del aire húmedo con el suelo enfriado, durante la noche produce el "rocío" y la "escarcha". El rocío es vapor de agua condensado sobre el suelo y las plantas enfriadas, donde forma una película de agua. Se produce cuando la temperatura del suelo llega a ser inferior al "punto de rocío", aunque todavía superior a 0° . La escarcha es vapor de agua sublimado. Ella se produce cuando la temperatura del suelo y de las plantas es inferior a 0° . El rocío es agua;

la escarcha es hielo, amorfo o cristalino, según se haya formado por congelación de las gotitas de agua en estado de sobrefusión, o directamente por sublimación.

El contacto del aire húmedo con partículas sólidas enfriadas y en suspensión en el espacio produce las *neblinas*. Ellas son, pues, formaciones "del lugar", formaciones "estáticas", sin que el aire haya experimentado movimiento vertical de importancia. (Véase el subcapítulo C.)

Para elevar una masa aérea es necesario realizar un determinado trabajo. Supuesto realizado este trabajo por la energía térmica que contiene el aire, la temperatura del aire disminuye. Si la elevación es grande, esta disminución puede llegar a ser considerable. Pasado el "punto de rocío" principia a producirse un exceso de vapor de agua, iniciándose inmediatamente su eliminación, sea por el proceso de condensación, si la temperatura es superior a -21.4° , o por el proceso de sublimación, si es inferior a ella. Los productos de estos procesos son las "nubes", pues, formaciones "dinámicas", producidas en la gran mayoría de los casos por fuertes movimientos verticales de las masas aéreas. (Véase el subcapítulo E.)

La cantidad de vapor de agua necesaria para producir la saturación en una masa aérea, como se desprende de la figura 96, no es una función lineal de la temperatura reinante. Por esta razón, mezclando dos masas aéreas muy húmedas, puede producirse un pequeño "sobrante" de vapor de agua, que a su vez puede ser eliminado por el proceso de condensación, formando una "neblina elevada"; de aspecto de una "nube estratificada"; hasta pueden producirse pequeñas precipitaciones.

Mezclando dos masas aéreas se obtiene una masa cuya temperatura t y grado de humedad q son los promedios de las temperaturas y grados de humedad de las masas originarias. La humedad absoluta q de la mezcla es mayor que la necesaria para la saturación, q_0 . La diferencia $\Delta q = q - q_0$, podría ser eliminada. Pero al iniciarse la condensación se produce calor, por lo cual aumenta la temperatura del aire, y con ella su capacidad de sostener vapor de agua. Por esta razón, no toda la can-

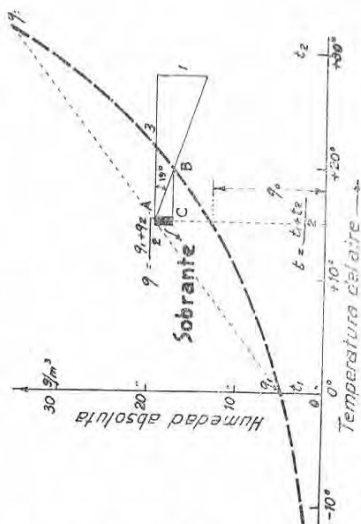


FIG. 96. — Mezclando dos masas aéreas muy húmedas y de distinta temperatura, se produce un exceso de vapor de agua que es eliminado por el proceso de condensación.

idad $\Delta q = q - q_0$, será eliminada, sino sólo una parte de ella. Este sobrante verdadero se determina trazando desde A una línea inclinada 19° —ángulo de vértice de un triángulo, cuyos catetos están en relación de 3:1—, hasta interceptar la línea de saturación. Desde este punto, B de la figura, se traza una paralela a la abscisa, hasta encontrar la vertical q . La longitud AC representa el sobrante que será eliminado.

C) FORMACIÓN DE NEBLINAS

104. Características de las neblinas. — Por *neblina* se entiende una parte del espacio, no siempre bien delimitada, en la cual se encuentra tal cantidad de gotitas de agua o de cristales de nieve que la visibilidad queda reducida a menos de 2 km, llegando en la "cerrazón", a veces sólo a 5 m.

Las neblinas son, en la mayoría de los casos, formaciones estáticas, producidas en el lugar, sin intervención de corrientes verticales, principalmente como consecuencia de un enfriamiento del aire. Generalmente están en contacto con la tierra; son, pues, formaciones de suelo.

Las neblinas se forman en muy distintas temperaturas. Si ésta es superior a 0° , los productos de condensación son "gotitas de agua"; si es inferior, "cristales de nieve", "granitos de hielo" o "gotitas en estado de sobrefusión".

Según el grado de visibilidad que existe dentro de la neblina, distinguimos *bruma*, *neblina* y *niebla*.

La *bruma* es neblina en formación. En ella la visibilidad es superior a 2 km. Está constituida por partículas sólidas, comúnmente higroscópicas, a las cuales se está adhiriendo vapor de agua. El tamaño de estos productos no pasa todavía los 5μ .

La *neblina* está formada por gotitas de agua cuyo tamaño oscila entre 5 y 50μ . Dentro de ella, la visibilidad varía entre 1 y 2 km. La neblina no moja.

La *niebla* es una neblina espesa, que moja. El tamaño de las gotitas de agua oscila entre 50 y 150μ ($0.05 - 0.15$ mm), pudiendo, por esta causa, reducir la visibilidad hasta 5 m.

El número de las gotitas de agua que se forman es relativamente pequeño, unas 100 por cm^3 , debido a la reducida sobersaturación, que permite la adhesión del vapor de agua sólo a los núcleos de condensación grandes, mas no a los pequeños.

105. Formación de las neblinas. — Tres son los factores que determinan la formación y las características de las neblinas.

- a) El grado de humedad del aire;
- b) La magnitud del descenso de la temperatura;
- c) La naturaleza de los núcleos de condensación.

Cuanto mayor es la humedad del aire, más vapor de agua puede ser eliminado, mayor puede ser el número y el tamaño de las gotitas formadas, más densa la neblina y menor la visibilidad dentro de ella.

Muy importante es el descenso de la temperatura del aire. Cuanto más acentuado es éste, mayor es la sobresaturación que se produce, más vapor de agua puede ser eliminado, y más espesa y duradera resulta la neblina.

Si las partículas sólidas son higroscópicas, la condensación del vapor de agua se inicia ya en un ambiente de 50 % de humedad relativa. "Sir" partículas sólidas, la formación de las neblinas es sumamente difícil, si no imposible.

Un factor negativo es el viento, porque, con el movimiento turbulento que lo caracteriza, renueva el aire, impidiendo de esta manera que se establezcan estados atmosféricos propicios a la formación de la neblina cerca de la superficie de la tierra.

106. Disipación de las neblinas. — La disipación de las neblinas es el proceso inverso a su formación. Para que se verifique es necesario que:

- a) aumente la temperatura del aire, o
- b) disminuya la cantidad de gotitas de agua.

DISIPACIÓN NATURAL. — El aumento de la temperatura lo producen, al avanzar el día, los rayos solares, que calientan el suelo y, por intermedio de éste, el aire. Un incremento de la temperatura puede producirse también como consecuencia de la mezcla de la neblina con aire caliente de la altura, acción que sólo la puede producir el viento. El aire caliente puede sostener más vapor de agua que el aire frío, por lo cual las gotitas de agua se evaporan, el ambiente aclara y la neblina se disuelve.

Este proceso de disipación es facilitado cuando muchas gotitas de agua han tenido tiempo suficiente para precipitarse a tierra, disminuyendo así la "humedad total" que hay en el espacio. Análogo efecto produce la mezcla de la neblina con aire relativamente seco: las gotitas de agua se reparten, entonces, en un espacio mayor, y el ambiente se clarifica.

El sol y el viento son los disipadores naturales de las neblinas.

DISIPACIÓN ARTIFICIAL. — Para la aviación tiene mucha importancia la disipación artificial de la neblina. Esta se consigue:

- a) calentando la neblina;
- b) extrayendo humedad de ella;
- c) mezclándola con aire caliente y seco.

El calentamiento de la neblina se practica con éxito. El procedimiento es costoso, pero el hecho de que sólo se trata de abrir una calle de unos 1 000 m de largo dentro de la neblina, puede justificarse. Igual efecto se consigue sembrando partículas higroscópicas sobre la neblina, porque originan una rápida condensación del vapor de agua, intensifican la coagulación de las

gotitas ya formadas y aceleran su precipitación. Las neblinas suelen tener poca altura. Por esto frecuentemente se observa que un avión que levanta vuelo abre una calle dentro de la neblina, debido a la mezcla de aire que ha producido con su hélice.

Por supuesto, cuando cesan estas intervenciones, vuelven a establecerse las condiciones atmosféricas primitivas, causantes de la neblina, hasta tanto no se presentan los factores naturales de su disipación: el calor solar y el viento. Por esta razón, es importante cuidar la elección de los campos de aviación. Lugares elevados, con buena ventilación, alejados tanto de barrios industriales como de bosques, lagos, ríos y lagunas, son los más apropiados.

107. Pronóstico de las neblinas. — Un método sencillo y práctico para la predicción de las neblinas es el siguiente: A una cierta hora de la tarde, por ejemplo a las 21, se mide la temperatura del aire y la humedad relativa. Con estos elementos se determina el "punto de rocío", o sea la temperatura en la cual la cantidad de vapor de agua existente sería suficiente para producir la saturación. Luego, de un cuadro o tabla en la que figure la "variación diurna" de la temperatura, se deduce cuánto suele descender la temperatura desde la hora de observación hasta la madrugada siguiente. Restando este valor de la temperatura observada, se obtiene la temperatura que probablemente reinará a la mañana siguiente. Si esta temperatura es "inferior" al punto de rocío, habrá neblina; si es superior, no la habrá. Este método gana en exactitud si se trabaja con valores correspondientes a la época del año y a las condiciones atmosféricas reinantes.

EJEMPLO: A las 21 reinaba una temperatura $t = +12^\circ$ y una humedad relativa $h\% = 60\%$, encontrándose el aire, además, en perfecta calma. Según la figura 19, la cantidad de vapor de agua necesaria para la saturación es de 10.7 gr/m^3 . De esta cantidad hay en el aire sólo el 60% , o sea 6.4 gr/m^3 . Esta cantidad es suficiente para producir la saturación, según se deduce de la misma figura, en una temperatura de $+4^\circ$. De acuerdo con los registros de observación correspondientes a la época del año, la temperatura del aire suele descender, desde las 21 hasta las 7 horas, 11° . Restando esta cantidad de la temperatura observada, se obtiene $+1^\circ$ como "temperatura probable" a la madrugada. A esta temperatura, el aire puede sostener sólo 5.2 gr de vapor de agua por metro cúbico. La diferencia, $6.4 - 5.2 = 1.2 \text{ gr/m}^3$, representa el "sobrante", que será eliminado en forma de gotitas de agua que llenarán el espacio. A la mañana habrá neblina.

108. Clases de neblinas.

A) **NEBLINA DE SUELO O NEBLINA RASTRERA.** — Las partículas sólidas que hay en el aire se enfrían mucho durante la noche, debido a la pérdida de calor por irradiación. Este frío se comunica al aire que envuelve las partículas. Cuando el descenso de la temperatura llega al "punto de rocío", se inicia la condensación del vapor de agua, formandose primero una "bruma", luego una "neblina", y si persisten las

condiciones favorables, una "niebla". La densidad de la formación es tanto mayor cuanto más húmedo ha sido el aire y mayor su enfriamiento (fig. 97).

Cuando las neblinas se encuentran en contacto con la tierra y tienen poca altura, se llaman *neblinas de suelo*. Influidas por la fuerza de gravedad, estas formaciones afluyen a las partes bajas del terreno, o giran sobre él, empujadas por la brisa más insignificante. Por esto se las denomina también *neblinas rastreas*.

Las características de las "neblinas rastreas" son:

- pequeño espesor (a través de ellas, muchas veces reduce el cielo);
- crecimiento de abajo hacia arriba;
- limitación borrosa en su plano superior;
- mala visibilidad horizontal;
- mejoramiento de la visibilidad con la elevación;
- corta duración;
- disipación desde el suelo.

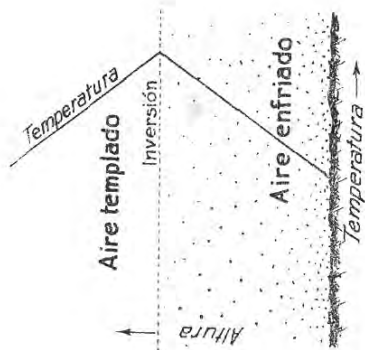


Fig. 97. — Formación de una neblina a ras del suelo, llamada "neblina rastrea".

Las *neblinas rastreas* son formaciones de las primeras horas de la mañana. De preferencia se producen en los lugares bajos, donde se acumula el aire frío, siempre que la humedad del ambiente haya sido elevada y la pérdida de calor por irradiación bastante acentuada. Su límite superior lo forma comúnmente una "inversión de suelo". El calor solar y el viento terminan con ellas.

En nuestro medio climático, las neblinas rastreas son formaciones de las estaciones de otoño y de invierno, que con sus noches largas producen un acentuado descenso de la temperatura del aire.

B) NEBLINAS DE RÍOS Y LAGOS. — Los ríos y lagos ocupan los lugares bajos del terreno. Hacia estos lugares fluye, debido a su mayor peso, el aire enfriado durante la noche. La superficie del agua de los ríos y lagos resulta, por esta causa, más caliente que el aire que las cubre; por lo tanto, evapora más agua de lo que el aire puede sostener, conforme con su temperatura. El excedente de vapor de agua que de este modo llega a producirse se condensa, formando así las llamadas *neblinas de ríos y neblinas de lagos*, respectivamente (fig. 98).

Son típicas las neblinas del río de la Plata, que en las mañanas otoñales invaden la costa argentina. Hacia ellas las empuja el viento dominante del sector nordeste, que se levanta en las primeras horas de la mañana. La falta de accidentes topográficos facilita esta invasión.

Análoga es la formación de las neblinas del lago San Roque, en las sierras de Córdoba. El viento de la mañana, cuando tiene ya fuerza suficiente, las aleja del lago, y revolcándolas por las lomas de los alrededores, les imprime el aspecto de "neblinas viajeras", parecidas a las nubes que tocan la tierra.

C) NEBLINAS DE MARES. — La temperatura del aire que cubre los mares puede ser "más alta" o "más baja" que la temperatura de las aguas superficiales.



Fig. 98. — Formación de "neblinas de ríos y lagos", por afluencia de aire frío a la madrugada.

1. Si la temperatura del aire es más alta que la temperatura del mar, se produce una corriente de calor dirigida "del aire al agua". La capa de aire en contacto con el mar se enfria, a veces por debajo del punto de rocío, iniciándose por esta razón la condensación del vapor de agua sobrante, en forma de una *neblina de mar* (fig. 99 a).

En nuestro medio geográfico, son conocidas las neblinas de este género, formadas sobre la corriente de las Malvinas en el Atlántico, y sobre la de Humboldt en el Pacífico. De análoga formación son las neblinas del Banco de Terranova, en el hemisferio boreal.



Fig. 99. — Formación de "neblinas de mares".

2. Si la temperatura del aire es más baja que la del mar, como suele ocurrir en la región tropical donde soplan los vientos alisios, entonces la superficie del mar evapora más agua de la que el aire puede sostener de acuerdo con su temperatura. Este exceso tiene que ser eliminado. La consecuencia es la formación de una *bruma*, que en los lugares apropiados puede transformarse en *neblina* (fig. 99 b).

El "humor" que suele verse por los mares, como también el "mar fumante", que suele observarse cerca de las costas, donde el aire enfriado del continente se vuelve a la mañana sobre el mar, son de esta clase.

D) NEBLINA DE CIUDADES. — Las partículas sólidas producidas por la combustión son en su mayoría "partículas higroscópicas", es decir, llenas de cavidades, en que las partículas de vapor de agua que chocan contra ellas pierden velocidad, pudiendo ser retenidas, por consiguiente.

te, por las fuerzas de atracción de ellas¹. La condensación del vapor de agua principia, por esta causa, cuando la humedad relativa está lejos todavía de 100 %. La consecuencia es la formación de una *bruma* primero, que luego puede transformarse en *neblina*, y si hay mucha humedad, también en *niebla*.

En Córdoba suele formarse sólo *bruma*, porque el aire es relativamente caliente (+ 17,5°) y contiene poca humedad (64 %). En Buenos Aires puede formarse *neblina* porque el aire, además de ser caliente (+ 16,6°), es también húmedo (76 %). En Londres se forma *niebla* espesa, porque el aire es frío (+ 9,9°) y muy húmedo (79 %).

E) NEBLINA DE TURBULENCIA. — Durante el día, el viento que sopla cerca del suelo, debido a su carácter turbulento, producido por las irregularidades del terreno, eleva una



FIG. 100. — Formación de "neblina de turbulencia" en la superficie límite de una masa aérea revuelta por el viento.

gran cantidad de partículas sólidas y vapor de agua del suelo, remontándose hasta gran altura, llamada "límite de turbulencia", o sea "límite de la masa aérea revuelta por el viento". Estas partículas se enfrían mucho durante la noche, y con ellas también el aire que las rodea. Llegada la temperatura al punto de rocío, se inicia la condensación del vapor de agua sobrante, formándose así primero bruma y más adelante una especie de *neblina* de altura que, por la manera de producirse, puede llamarse *neblina de turbulencia*. Ella se reconoce a la mañana siguiente por el tono grisáceo y uniforme que acusa el cielo, sin que la visibilidad horizontal en la superficie de la tierra esté mayormente afectada. El límite superior de esta neblina es plano, y coincide con la inversión de turbulencia². Encima de ella se encuentra una masa aérea más caliente y más seca, factores que impiden su crecimiento en altura (fig. 100).

Las características de las "neblinas de turbulencia" son:

- a) espesor considerable;
- b) crecimiento de arriba hacia abajo;
- c) limitación nítida en su plano superior;
- d) limitación borrosa en su plano inferior;
- e) empeoramiento de la visibilidad con la elevación;
- f) corta duración.

¹ Ver página 131.

² Ver página 116.

"Neblina de altura" se puede formar también de la "neblina de suelo", siempre que la capa atmosférica en contacto con la tierra consiga elevar su temperatura por sobre el punto de rocío.

El disipador de estas neblinas es el calor solar. El proceso de disipación mismo — la agitación de la masa, convulsionada por las corrientes verticales de origen térmico, luego su partición en pedazos de nubes, y por fin la disolución de éstas — es un fenómeno natural de rara belleza.

F) NEBLINA DE MEZCLA. — Neblinas de altura, es decir, "separadas de la tierra", pueden formarse no sólo por irradiación de calor, sino también por mezcla de masas aéreas cercanas a la saturación. La mezcla suele producir un pequeño sobrante de vapor de agua¹, que puede ser eliminado, formándose así una especie de *neblina* de altura que conviene llamar *neblina de mezcla*. La mezcla la efectúa el viento; o sea el movimiento discordante de dos masas aéreas superpuestas. Los lugares de formación de estas neblinas son, por consiguiente, las "superficies de separación", o sea las "superficies limitadas" de las masas aéreas en continuo movimiento sobre la faz de la tierra. Ellas coinciden con las inversiones comunes². Las neblinas de mezcla tienen ya aspecto de nubes, en particular de nubes "stratus" (fig. 101).

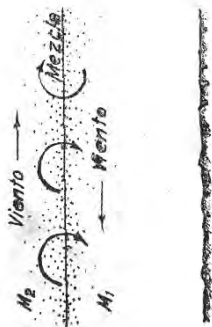


FIG. 101. — Formación de "neblina de mezcla" en la superficie de separación de dos masas aéreas húmedas, en movimiento discordante.

Las características principales de las neblinas de mezcla son:

- a) rápida formación;
- b) gran espesor;
- c) persistencia y lenta disipación.

La neblina de altura persiste mientras perduran las condiciones que determinaron su formación: dos masas aéreas húmedas, superpuestas, en movimiento discordante. Su formación no está ligada a ninguna hora del día.

G) NEBLINAS DE LLUVIA. — Al caer las gotas de agua de las nubes, frecuentemente atraviesan aire relativamente frío y no sobresaturado todavía, por lo cual se evaporan. La cantidad de vapor de agua separado de las gotitas por el rozamiento puede producir una pequeña sobresaturación, y debido a ella puede formarse una neblina. Si esta formación llega hasta la superficie de la tierra, hablamos de una *neblina de lluvia*.

¹ Ver página 146.

² Véase página 115.

Estas neblinas suelen llamarse también *neblinas frontales*, o sea *neblinas* formadas en los frentes de las masas aéreas en avance. De esta definición se deduce que estas neblinas son formaciones pasajeras, originadas por las precipitaciones. Suelen cubrir sólo angostas fajas del terreno, de unos 50 a 100 km de ancho, que se mueven con las masas aéreas que las originaron.

D) MOVIMIENTOS VERTICALES DE LAS MASAS AÉREAS, Y SUS CONSECUENCIAS TERMOHIGRICAS

109. Importancia de los movimientos verticales. — Como lo demuestra la experiencia, aire que se eleva, se enfría, y aire que desciende, se calienta. Los movimientos verticales de las masas aéreas están acompañados, de este modo, de grandes variaciones en su "temperatura".

El aire contiene siempre cierta cantidad de vapor de agua. Si su temperatura desciende, esta cantidad puede llegar a ser suficiente para su saturación; y si el descenso prosigue, hasta puede originar una cierta sobresaturación, seguida inmediatamente por el proceso de condensación o de sublimación. La formación, evolución y disipación de las *nubes* está, de este modo, íntimamente relacionada con los movimientos verticales de las masas aéreas. La elevación de aire húmedo produce las *nubes*; el descenso las deshace.

Los movimientos verticales de las masas aéreas húmedas son, de este modo, los causantes también de *precipitaciones* de toda clase: de *lluvias*, *nevadas* y *granizadas*. El agua de que están formadas estas precipitaciones es el "sobrante de vapor de agua" que el aire, debido a su baja temperatura, no ha podido sostener más en su seno. Los movimientos verticales son también los causantes de la desigual distribución de las precipitaciones en el "espacio" y en el "tiempo".

110. Efecto térmico de la elevación de "aire seco". — Al elevar una cierta masa aérea, se realiza un determinado "trabajo". Mas, para efectuar trabajo se necesita "fuerza". La fuerza puede provenir de alguna "forma de energía", en este caso, de la "energía térmica" del aire elevado. Esta energía está dada por la *energía cinética* de su movimiento molecular, cuyo valor depende de la "masa" de las moléculas y de la velocidad de su movimiento, o sea de su "temperatura". Durante el movimiento vertical de una masa aérea, no cambian ni el número de las moléculas ni su masa. Por consiguiente, una extracción de energía del seno del aire puede efectuarse sólo a expensas de la velocidad de su movimiento molecular, o sea de su "temperatura". La temperatura

ra del aire que se eleva, disminuye. La disminución es de 1° por cada 100 m de desnivel.

Designemos con P el "peso" de una masa aérea, y con a la "altura" a que se eleva; entonces, el "trabajo" que debe realizar es $T = P \cdot a$ (fig. 102). Para efectuar este trabajo necesita un determinado "número de calorías", que designamos con n . Con cada caloría puede realizarse un trabajo J , por lo cual $n = P \cdot a : J$. Si se suministran estas n calorías de la energía térmica del aire, su temperatura se reduce. Designamos esta reducción con Δt . Por cada grado de reducción de la temperatura de 1 kg de aire queda disponible una cantidad de calor, expresada por su "calor específico" c , y por una reducción de Δt grados, proporcionalmente, una cantidad $c \cdot \Delta t = n$, por lo que:

$$\Delta t = \frac{P \cdot a}{c \cdot J}$$

Suponiendo $a = 100$ m, $P = 1$ kg, y recordando que $J = 426,9$ kgm/cal y $c = 0,2405$ cal/gr, resulta:

$$\Delta t = \frac{1 \cdot 100}{0,2405 \cdot 426,9} = 0,974^\circ \text{C}$$

O sea: la temperatura de una masa aérea que se eleva 100 metros, disminuye 1°.

Los procesos como esta elevación, durante la cual el aire no pierde ni gana calor del ambiente que le rodea, se llaman *adiabáticos*, o sea, "no atravesados" por corrientes térmicas extrañas.

Otra manera de explicar esta disminución de la temperatura es la siguiente:

Elevando una masa aérea, la ubicamos en un ambiente en el que la presión atmosférica es menor. Debido a esto, el aire "se dilata", ocupando un espacio mayor. Pero para esto tiene que "comprimir" el aire de su alrededor, lo que significa realizar un cierto trabajo. Este trabajo lo puede realizar el aire sólo con su energía térmica, que en consecuencia disminuye, en forma de una reducción de su temperatura. La reducción es de 1° por cada 100 m de elevación.

Designando con dt la diminuta reducción de la temperatura del aire que se produce elevándose éste una diminuta cantidad da , y designando nuevamente con J el equivalente mecánico de calor, y con c el calor específico del aire a presión constante, entonces el *gradiente adiabático* del movimiento vertical del "aire seco", o sea la variación de la temperatura con relación a la variación de la altura, es, por unidad de masa:

$$\frac{dt}{da} = - \frac{1}{c \cdot J}$$

que da con los valores numéricos anteriores:

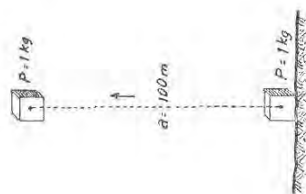


Fig. 102. — El trabajo que se realiza, al elevar una pesa $P = 1$ kg a una altura de $a = 100$ m, es $T = P \cdot a = 100$ kgm.

$$\frac{dt}{da} = -0.974^{\circ}\text{C}/100\text{ m.}$$

El "calor específico" del aire depende de la temperatura, y ésta, de la altura. Por esta razón, el "gradiente adiabático" varía con la altura. La variación es, sin embargo, tan pequeña que puede ser ignorada en la práctica. La disminución de la temperatura de una masa aérea "seca" que se eleva, es constante dentro de toda la troposfera: 1° por cada 100 m de desnivel.

A grandes alturas, por ejemplo a 200 km, donde presumiblemente el aire se compone sólo de hidrógeno, H_2 , cuyo calor específico es muy elevado, $c = 3.424\text{ cal/gr.}$ el gradiente térmico es

$$\frac{dt}{da} = -0.0681^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$$

y su valor recíproco, o sea la elevación necesaria para que la temperatura descienda 1° ,

$$\frac{da}{dt} = 1462\text{ m}/1^{\circ}\text{C.}$$

Como se ve, la isotermia de la estratosfera tiene un fundamento sólido en la composición del aire mismo.

NOTA. — Al analizar los efectos termohigricos de los movimientos verticales de las masas aéreas, se habla de "aire seco" y de "aire húmedo".

Por aire seco se entiende aire que durante el movimiento vertical se comporta como gas ideal, que es el caso mientras su temperatura no llega al "punto de rocío", ni su humedad relativa a 100 %. En oposición, se llama *aire húmedo* al aire cuya temperatura ha pasado al punto de rocío y su grado de humedad superado los 100 %, y que se comporta, por consiguiente, como gas real. En lugar de "aire húmedo", más correcto es decir "aire sobresaturado".

111. Efecto térmico del descenso de "aire seco". — Si una masa aérea desciende de la altura, puede, igual que cualquier otro cuerpo pesado, realizar cierto trabajo. El efecto del trabajo puede ser alguna forma de energía. Si es calor, puede servir para la elevación de su temperatura. El aumento alcanza, en plena armonía con el caso anterior, 1° por cada 100 m de descenso.

También podemos razonar del siguiente modo: Bajando una masa aérea, la ubicamos en un ambiente en el que la presión atmosférica es mayor. Debido a esto, el aire es "comprimido" por el aire del ambiente, llegando así a ocupar un espacio "menor" que el que tenía antes. Naturalmente, para efectuar esta compresión es necesario realizar cierto trabajo. Este trabajo lo realiza el aire del nuevo ambiente, en beneficio del aire penetrado en su medio. El efecto de la compresión es una elevación de la temperatura del aire. La elevación es de 1° por cada 100 m de descenso.

112. Efectos termohigricos del movimiento vertical de "aire húmedo".

A) ELEVACIÓN DEL AIRE. — Si una masa aérea "no saturada" todavía asciende, su temperatura disminuye, tal como si se tratara de "aire seco", 1° por cada 100 m, hasta alcanzar el "punto de rocío". Desde este momento, la cantidad de vapor de agua que contiene es suficiente para saturarla, elevando su humedad relativa a 100 %. Si la elevación prosigue, continúa también el descenso de la temperatura, por la cual el aire no está más en condiciones de contener todo el vapor de agua; el exceso, respecto de la cantidad necesaria para la saturación, es eliminado, sea por el proceso de condensación, formándose pequeñas gotitas de agua, o por el proceso de sublimación, formándose cristales de hielo. Vista desde cierta distancia, la masa aérea adquiere el aspecto de una *nube*.

Desde el momento en que se inicia la eliminación del vapor de agua, se libera una cantidad de calor considerable: 600 calorías por cada gramo de agua contenida en las gotitas, y 680 calorías por cada gramo contenido en los cristales de hielo. Este calor contrarresta, en parte, el descenso de temperatura que el aire experimenta a causa de su elevación. La consecuencia es que el efectivo descenso de temperatura es menor de 1° por cada 100 m de elevación. Sólo cuando todo el vapor de agua queda eliminado — caso que se verifica en los ascensos grandes solamente —, el descenso de la temperatura llega a ser nuevamente de 1° por cada 100 m.

B) DESCENSO DEL AIRE. — Cuando una masa aérea desciende, estos fenómenos se desarrollan en sentido inverso. En efecto, al hundirse una masa aérea "húmeda", saturada, 100 m, se calienta 1° , por lo cual está en condiciones de soportar más vapor de agua. La cantidad que antes era suficiente para su saturación, ahora no lo es. Este nuevo estado posibilita la evaporación de las gotitas de agua o cristales de nieve, con lo cual se inicia la disipación de la *nube*.

Pero toda evaporación insuena calor. Este calor es extraído forzosamente del aire, por lo cual la temperatura de éste disminuye. El aumento de la temperatura de una masa aérea saturada que ha descendido 100 m es, por consiguiente, menor de 1° . Sólo después que la *nube* se haya disipado totalmente, o sean evaporadas todas las gotitas de agua y cristales de hielo, el calentamiento es de 1° por cada 100 m de descenso.

El diminuto enfriamiento o calentamiento, dt , que una masa aérea saturada experimenta, conforme ascienda o descienda una pequeña altura, da , puede ser calculado por la fórmula:

$$\frac{dt}{da} = -\frac{g}{c + rs} + \frac{rs}{c + rs} \frac{dt}{da}$$

significando en ella: J , el equivalente mecánico de calor, 426,9 kgm/caloría; c , el calor específico del aire seco a presión constante, 0,2405 cal/gr; r , el calor de vaporización del agua (597,3 - 56,8.t°), cal/gr; s , la humedad específica del aire; e , la presión del vapor de agua en mm de Hg; de , una diminuta variación de la misma, producida por el diminuto aumento dt de la temperatura del aire; T , la temperatura absoluta, y R , la constante de los gases, 286,86 m²/sec² grado.

Como se deduce de esta fórmula, la disminución dt de la temperatura depende de la temperatura absoluta T y de la humedad específica s del aire; ésta, a su vez, de la presión e del vapor de agua y de la presión atmosférica p ($s \approx 622.e/p$). La presión atmosférica, como sabemos ya, depende de la altura. La relación es, pues, compleja.

En la tabilla siguiente figuran los descensos de la temperatura que se verifican en una masa aérea saturada, elevada 100 m, suponiendo que la eliminación del vapor de agua sobrante, en temperaturas superiores a 0°C, se efectúe por el proceso de condensación, y en temperaturas inferiores a 0°, por el proceso de sublimación, según los cálculos efectuados por J. Hann:

Presión mm	Temperatura							Altura m
	30°	20°	10°	0°	-10°	-20°	-30°	
760	0,38°	0,45°	0,54°	0,63°	0,76°	0,86°	0,93°	0
700	0,37	0,44	0,53	0,62	0,74	0,85	0,93	700
600		0,40	0,49	0,58	0,71	0,83	0,92	1900
500		0,38	0,46	0,55	0,68	0,80	0,91	3300
400			0,42	0,50	0,63	0,77	0,89	5100
300				0,44	0,57	0,72	0,87	7300
200				0,37	0,49	0,64	0,84	10600

113. Diagramas meteorológicos. — Para evitar el engorroso cálculo que exige la aplicación de las fórmulas anteriores, es conveniente emplear *diagramas*, en los cuales estén representados los resultados de estos cálculos, para los distintos casos que se pueden presentar en la práctica, de manera que en ellos se puede seguir la variación de las condiciones térmicas que experimenta una masa aérea durante su elevación y descenso, con toda comodidad.

De los diagramas existentes presentamos el más sencillo, confeccionado por Neuhoff, que es suficiente para nuestros fines. La base de esta gráfica es un cuadrilátero rectangular; la abscisa representa la temperatura del aire; las líneas verticales son, pues, "líneas de igual temperatura", o sea "isotermas". La ordenada representa las alturas; las líneas horizontales son, pues, "líneas de igual altura". La escala empleada en la construcción es tal, que una diferencia de 1° de tempe-

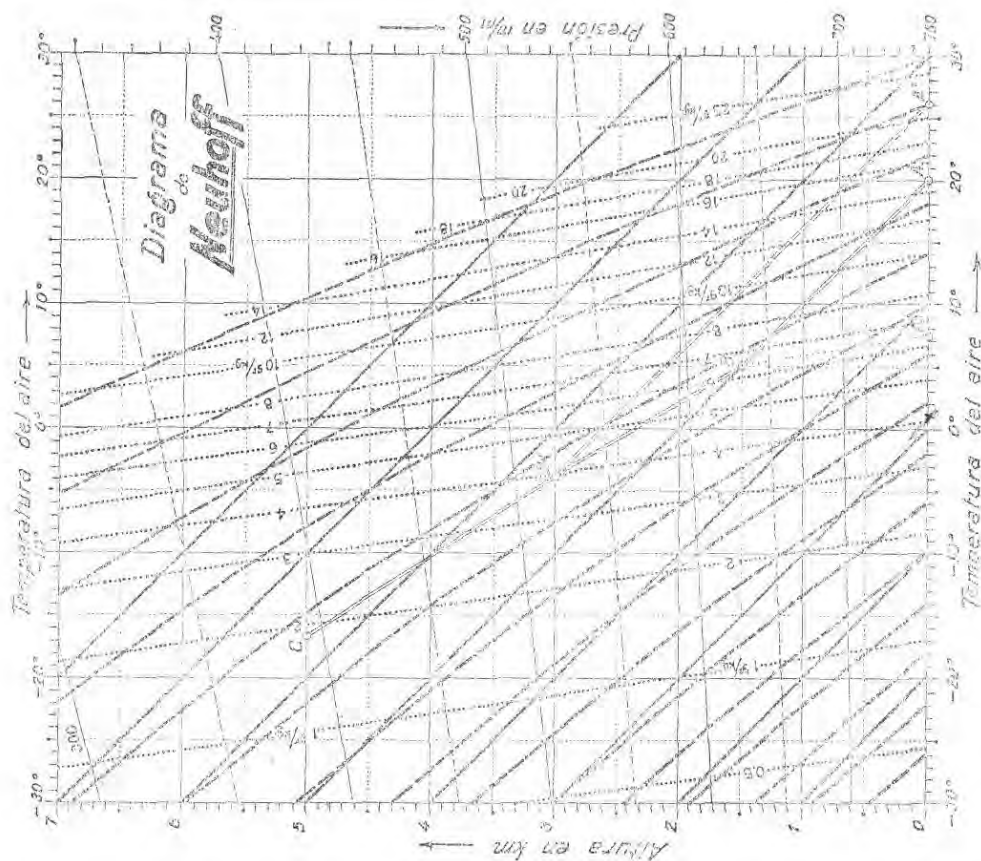


Diagrama de Neuhoff para la deducción de los sucesivos estados térmicos de una masa aérea en movimiento vertical. Este mismo diagrama sirve también para la determinación de las alturas, suponiendo que la presión atmosférica en el nivel del mar sea de 760 mm y el descenso de la temperatura 1° C por 100 m de elevación. No cumpliéndose estas condiciones, conviene promediar las temperaturas obtenidas en los dos lugares y ubicar las presiones sobre la vertical correspondiente. La distancia entre los dos puntos así obtenidos, da el desnivel correcto.

ratura en la abscisa está representada por igual longitud que una diferencia de 100 m de altura en la ordenada. En esta gráfica figuran también "isobaras", o sea "líneas de igual presión". Son rectas inclinadas suavemente respecto de la horizontal, debido a la circunstancias de que cuanto más caliente es el aire, más dilatado está, aumentando con ello la inclinación de las superficies isobáricas.

En esta gráfica, las temperaturas que adquiere una masa aérea seca en movimiento vertical están representadas por rectas, inclinadas 45° a la izquierda respecto de la vertical, ya que por cada 100 m de elevación el descenso de la temperatura es de 1° . Estas líneas se llaman *adiabáticas secas*. En este mismo diagrama se ve también un sistema de líneas punteadas, levemente inclinadas respecto de la vertical. Ellas representan la humedad específica del aire.

Conociendo la temperatura y la humedad relativa de una masa aérea en la superficie de la tierra, este diagrama permite encontrar, sin mucho esfuerzo:

- La humedad específica del aire;
- El punto de rocío;
- La altura del nivel de condensación.

EJEMPLO: Supongamos que la temperatura del aire fuese $t = +20^\circ$, y su humedad relativa, $h\% = 45\%$. Fijándonos en los valores numéricos que figuran en la abscisa, resulta que a $+20^\circ$, punto A del diagrama, el aire necesita para su saturación 14,5 gr vapor de agua por 1 kg. De esta cantidad existe sólo el 45 %, o sea 6,5 gr vapor de agua por 1 kg. Esta es, pues, la "humedad específica" del aire. Se encuentra representada por el punto A. Si el aire se pone en movimiento vertical, disminuirá su temperatura 1° por cada 100 m de elevación. La disminución proseguirá hasta que el aire alcance su "punto de rocío", punto B del diagrama, localizado como punto de intersección de la "adiabática seca", que pasa por el punto A, y la línea de "humedad específica", que arranca del punto A. La temperatura que corresponde al punto B es el "punto de rocío". Su valor numérico, en este caso $+5^\circ$, se encuentra si se proyecta el punto B sobre la escala de las temperaturas. Si se proyecta sobre la escala de las alturas, se obtiene la altura del "nivel de condensación"; en este caso, 1500 m. La humedad relativa de la masa a esta altura, ya que ha alcanzado su punto de rocío, es de 100 %.

Si por cualquier razón esta masa aérea volviera a su lugar primitivo, punto A de la gráfica, naturalmente que se calentaría de nuevo a $+20^\circ$ y su humedad relativa se reduciría a 45 %. La humedad específica, $q = 6,5$ gr/kg, desde luego, se conservaría.

Esta misma gráfica nos ilustra también sobre la variación de la presión que se observaría en el aire durante el movimiento vertical. Si por casualidad la presión en la superficie de la tierra, punto A, hubiera sido de 760 mm Hg, a la altura de 1500 m, punto B de la gráfica, habría sido de 630 mm. En caso de haberse observado una diferencia, en más o en menos, con respecto a 760 mm, correspondería corregir también en la misma medida la presión deducida para los 1500 m.

Como vemos, si una masa aérea de una temperatura t , situada al nivel del mar, o sea a 0 metros de altitud, y que se encuentra bajo una presión atmosférica de 760 mm, se pone en movimiento vertical, disminuye su temperatura en 1° por cada 100 m de elevación, mientras que no pase su "punto de rocío"; si desciende se calienta 1° por cada 100 m de desnivel. Llegue, pues, a su punto de partida con

la misma temperatura con la cual inició su ascensión. Recordando que hemos definido como *temperatura potencial* del aire la temperatura que adquiere si se lo lleva al nivel del mar, exponiéndolo así a una presión de 760 mm², vemos que mientras no se produce condensación en una masa aérea en movimiento vertical, su temperatura potencial queda "conservada", a cualquier altura que se encuentre. Las adiabáticas secas son, por esta razón, al mismo tiempo, líneas de igual temperatura potencial.

Si la elevación de una masa aérea prosigue más allá de su nivel de condensación, se produce un exceso de vapor de agua que es eliminado por el proceso de condensación. Durante este acto se origina calor —600 calorías por cada gramo de agua condensado—, que contrarresta el descenso de la temperatura. Desde que se inicia el proceso de condensación, el descenso de la temperatura es, pues, menor que en el estado precedente. Estas temperaturas que una masa aérea saturada adquiere durante la elevación, están representadas en nuestro diagrama por un sistema de líneas a trazos, llamadas *adiabáticas húmedas* o, más correctamente, *adiabáticas de saturación*. Su inclinación respecto de la vertical es pequeña cuando se trata de elevación de aire caliente y húmedo, pero crece con la sequedad y el enfriamiento del mismo, aproximándose al sistema de adiabáticas secas.

EJEMPLO: Supongamos que la misma masa aérea que en el caso anterior se elevó a una altura de 1500 m, punto B de la gráfica —acusando al mismo tiempo una temperatura de $+5^\circ$, humedad relativa de 100 % y encontrándose bajo una presión de 630 mm—, prosiguiera la elevación, por ejemplo hasta los 5000 m, punto C, de la gráfica. Este punto se encuentra siguiendo desde el punto B una línea imaginaria, dada por la corriente de las adiabáticas húmedas, hasta interceptar la horizontal correspondiente a los 5000 m. La temperatura de ella habría bajado a $-16,8^\circ$, y la presión, a 392 mm, pero conservándose su humedad relativa en 100 %. En la posición B, la humedad específica de la masa fué de 6,5 gr/kg; ahora, debido a la baja temperatura, puede contener sólo 1,9 gr/kg, como se deduce, interpolando la posición del punto C, entre las líneas representativas de la humedad específica. La diferencia $6,5 - 1,9 = 4,6$ gramos de vapor de agua por 1 kg de aire tenía que ser eliminada en forma de gotitas de agua, formando con ellas una nube.

Si consideramos ahora el descenso de este aire a su nivel primitivo, debemos fijarnos si se produjo alguna precipitación durante su elevación. En caso negativo, los fenómenos meteorológicos que ocurren durante el descenso se verificarán en sentido inverso. La temperatura del aire aumentará en la medida indicada por la adiabática de saturación; su capacidad de sostener vapor de agua se incrementará, y por consiguiente, la nube se disolverá. Cuando la masa llegue al lugar B, la nube habrá desaparecido por completo. Desde este momento, la temperatura del aire aumentará, tal como lo indica la adiabática seca, y llegará al nivel del suelo, punto A de la gráfica, con la temperatura y grado de humedad que tuvo al iniciar la elevación.

Habiéndose producido precipitaciones, el caso es diferente. La nube se disipará antes de llegar a la altura B, por ejemplo, en la altura B', a 3000 m sobre el suelo. Este sería el caso si la precipitación alcanzara a eliminar 2,5 gr de agua por kilogramo de aire. Desde esta altura, el aire se calentará 1° por cada 100 m de descenso, hasta llegar al nivel del suelo, punto A' del diagrama. Como se ve, en este

caso el aire llega a la tierra con una temperatura de $+26^{\circ}$, o sea 6° más alta que la que tuvo al iniciar la ascensión.

NOTA: Varios son los diagramas ideados hasta hoy. El primer diagrama fué construido en 1884, por H. Herz. Era un *TA-grama*, "*teagrama*", en que la abscisa representaba la temperatura T , y la ordenada, las alturas A . El diagrama de O. Neuhoff, que usamos, es de esta misma clase.

Cierto tiempo llamaba la atención el *T ϕ -grama*, "*tefigrama*" de sir Napier Shaw, en que la abscisa representa la temperatura T , y la ordenada, la entalpía ϕ (= letra griega mayúscula llamada fi). Este diagrama permite valorar la cantidad de energía potencial disponible en una columna de aire que puede transformarse en energía cinética, en caso de producirse un vuelco de las masas aéreas.

En América del Norte se usaba el diagrama de Rossby, en que la abscisa representa la humedad específica q' , y la ordenada, el logaritmo de la temperatura potencial θ . Este diagrama es ventajoso para el análisis de la estabilidad de las masas aéreas.

Para la identificación de las masas aéreas, es provechoso el empleo del *$\theta'A$ -grama* "*hetagrama*" de O. Moise y G. Schinze. En él, la abscisa representa la temperatura potencial equivalente del aire, θ' (= letra griega mayúscula llamada theta), y la ordenada, la altura A .

En los últimos años está generalizándose el empleo del *diagrama termodinámico* de G. Stüve, del año 1938, en que la altura representa la temperatura, y la ordenada, la presión, $p^{1,000}$, porque permite una deducción rápida y suficientemente exacta de todos los elementos de juicio sobre el estado atmosférico reinante.

114. Altura del "nivel de condensación".— No siempre se dispone de un diagrama para la previsión de los fenómenos que se producirán como consecuencia de los movimientos verticales de las masas aéreas, fenómenos entre los cuales la altura en que se iniciará la formación de nubes, el llamado *nivel de condensación*, es sin duda de mucha importancia.

El nivel de condensación es aquella altura en que el descenso de la temperatura del aire ha alcanzado el "punto de rocío". Esta altura, denominada también *plafond de nubes*, puede calcularse por la fórmula:

$$A = 123 (t - t_0),$$

donde significa:

t = temperatura del aire en $^{\circ}\text{C}$;

t_0 = punto de rocío;

A = altura del plafond de nubes en metros.

El factor 123, más correctamente 123,5, en lugar de 100, como correspondía debido a la disminución de la temperatura de una masa aérea en elevación, que es, como sabemos, $1^{\circ}/100$ m, se debe a que el "punto de rocío" disminuye con la altura, aproximadamente $0,5^{\circ}$ por cada 100 m de elevación. La causa del fenómeno es que el aire que se eleva se dilata; el vapor de agua que hay en el mismo, por consiguiente, tiene que repartirse en un espacio mayor, por lo cual la humedad absoluta se reduce. En consecuencia, es necesario aumentar la elevación, o sea "enfriar el aire" todavía más, de manera que la cantidad de vapor de agua que existe sea suficiente para su saturación. Por esta misma razón, las líneas representativas de

la humedad específica, en el diagrama de Neuhoff, tienen inclinación hacia la izquierda.

EJEMPLO: En un día de verano han sido observadas $t = +35^{\circ}$ y $h\% = 60\%$. Según la figura 19, la cantidad de vapor de agua necesaria para la saturación del aire, a una temperatura de 35° , es $39,6 \text{ gr/m}^3$. De esta cantidad existe en el aire sólo el 60% , o sea $39,6 \cdot 0,60 = 23,8 \text{ gr/m}^3$, la que sería suficiente para saturar el aire en una temperatura de $25,6^{\circ}$. Esta temperatura es, pues, el "punto de rocío". Con estos datos $A = 123 \cdot (35,0 - 25,6) = 123 \cdot 9,4 = 1156 \text{ m}$. Si se produce una elevación de esta masa aérea, la formación de la nube se iniciará más o menos a 1150 m de altura.

115. Traspaso de montañas.— Las masas aéreas en movimiento "están en condición", y masas aéreas estancadas "pueden ser obligadas" a

escalar y traspasar obstáculos topográficos de consideración, como ser: lomas, montañas o serranías. Los fenómenos térmicos e hídricos que acompañan a estos movimientos, y que pueden ser deducidos del diagrama de Neuhoff, son los siguientes:

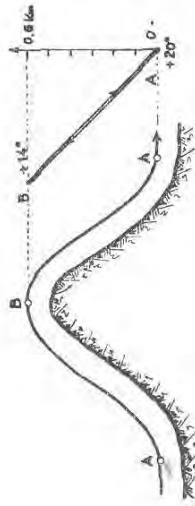


FIG. 103. — Traspaso de una loma, sin condensación ni precipitación. El aire llega al nivel inicial con la temperatura originaria.

a) Si el obstáculo topográfico no es muy alto, o el grado de humedad del aire no muy elevado, entonces lo probable es que el descenso de la temperatura del aire no llegue al punto de rocío, y por consiguiente, no haya condensación del vapor de agua, ni formación de nubes (figura 103). El aire se enfría 1° por cada 100 m de desnivel durante la elevación, y se calienta en la misma proporción durante el descenso. Llega así al nivel primitivo con la misma temperatura con que inició el escalamiento. Sus estados térmicos sucesivos están representados, pues, en el diagrama, por las "adiabáticas secas".

b) Si el obstáculo topográfico es considerable, o el grado de humedad del aire elevado, los fenómenos producidos son ya más complejos. Al iniciarse la elevación, el aire se enfría 1° por cada 100 m. El enfriamiento dura hasta que se alcanza el "punto de rocío". Sobrepasada la altura correspondiente se produce un exceso de vapor de agua, que es eliminado por el proceso de condensación, comenzando a formarse nubes. Desde este momento, el descenso de temperatura es menor, porque el calor libertado durante el proceso de condensación contrarresta el efecto térmico de la elevación.

Pasada la cumbre del obstáculo, el efecto térmico se invierte. Comienza entonces el calentamiento del aire, y conforme con este calen-

tamiento, la evaporación de las gotitas de agua formadas, y con ello la disipación de la nube. Si no se produjo precipitación alguna durante la elevación, la nube queda disipada a la misma altura en que se inició su formación, y llega a la superficie de la tierra con la misma temperatura que la que inició la ascensión (fig. 104). Los cambios de temperatura que se han operado en la masa aérea están representados, pues, hasta el nivel de condensación, por las "adiabáticas secas", y arriba del nivel de condensación, por las "adiabáticas húmedas", llamadas también "adiabáticas de saturación".

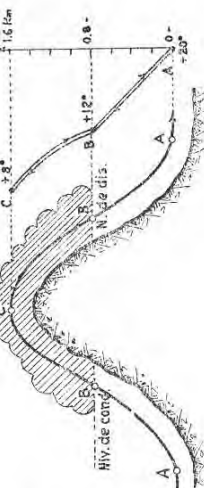


Fig. 104. — Traspaso de una montaña. Hay condensación pero no precipitación. El aire llega al nivel inicial con la temperatura originaria.

c) En caso de que se hubieran producido precipitaciones, la nube se disuelve con mayor facilidad y a mayor altura que aquella en que se inició su formación. El calentamiento intenso del aire, 1° por cada 100 m, principia ahora ya a mayor nivel, por lo cual llega a la superficie de la tierra con temperatura más elevada que la que tenía al principiar la ascensión. El calentamiento se llama "efecto de Föhn" en general, y efecto de Zonda en el ambiente geográfico argentino (fig. 105).

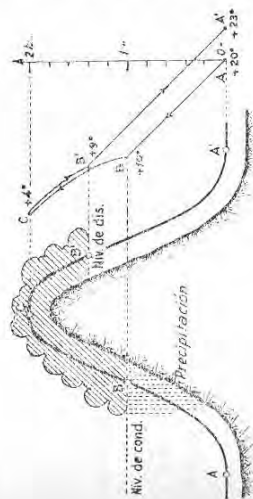


Fig. 105. — Traspaso de una cordillera, acompañado por precipitación. El aire llega al nivel inicial con temperatura incrementada. "Efecto de zonda".

El fenómeno se verifica cada vez que una masa aérea húmeda traspasa la cordillera de los Andes, despidiéndose precipitaciones de su seno durante la elevación. Estas masas aéreas llegan como "aire caliente y seco" a San Juan, en forma de "viento zonda", pues parecen provenir del valle de Zonda.

116. Estados de equilibrio de la atmósfera. — Si un cuerpo cae en el agua, se hunde si es "más pesado" que el agua, pero vuelve a la superficie si es "más liviano". Lo mismo sucede con una masa aérea dentro de la atmósfera. Cuando es puesta en movimiento vertical, la elevación continúa si el aire, en la altura que ha alcanzado, es

"menos denso" que el ambiente, y se convierte en descenso si resulta "más denso" que el aire que la rodea. En el primer caso, la masa aérea sigue siendo "expandida" del ambiente en que se encuentra, por lo cual prosigue su elevación; en el segundo, debido a su peso se abre camino dentro del aire, aproximándose a la tierra.

La densidad del aire, como se verá más adelante, depende de su temperatura, de la presión a que está expuesto y de su grado de humedad. De la influencia de este último se puede prescindir, porque es pequeña. El efecto de la presión, a su vez, queda eliminado, ya que la masa aérea se acomoda al ambiente en que ha penetrado; si la presión encontrada es menor, se dilata, y si es mayor, se contrae. El único factor que determina la densidad del aire en movimiento vertical resulta ser, de este modo, su temperatura.

Para juzgar sobre la posibilidad de movimientos verticales, es necesario conocer, pues, la temperatura que la masa aérea adquiere progresivamente durante su elevación y la temperatura del aire que reina en los distintos niveles. Aquéllas las encontramos en nuestro diagrama; éstas se consiguen por medición directa. Ubicando estas últimas en el mismo diagrama, se tiene la información que se necesita.

He aquí los distintos casos que se pueden presentar.

a) La temperatura de la atmósfera disminuye "menos" de 1° por cada 100 m de elevación ($\gamma < -1^\circ/100 \text{ m}$).

En este caso, representado por la figura 106, si una masa es sacada del estado de equilibrio en que se encuentra en el lugar A, y es puesta en movimiento vertical, al elevarse al lugar B, 100 m más alto, se enfría en 1°. Es pues "más fría" y, por consiguiente, "más pesada" que el aire del ambiente, por lo cual su ascensión queda frenada y transformada en un descenso hasta el lugar de partida. En tales casos, no son posibles movimientos verticales. Decimos, por esta razón, que la atmósfera se encuentra en un estado de equilibrio estable.

b) La temperatura de la atmósfera disminuye "más" de 1° por cada 100 m de elevación ($\gamma > -1^\circ/100 \text{ m}$).

En este caso, representado por la figura 107, si una masa aérea inicia un movimiento vertical desde el lugar A, llega al lugar B, 100 m más alto, con una temperatura disminuida en 1°. Dado que en este nivel la temperatura del aire es más baja, el aire es "más caliente" y, por

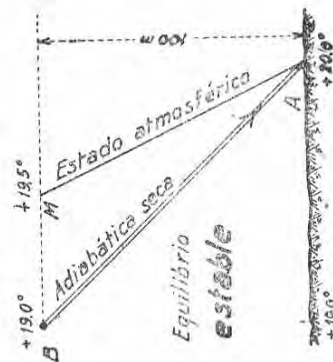


Fig. 106. — Estado de equilibrio "estable". Una masa aérea, puesta en movimiento, vuelve a su lugar de origen.

consecuente, "más liviano" que el aire que lo rodea, por lo cual prosigue su elevación, hasta encontrar el "nivel de equilibrio", en que se igualan las temperaturas y, en consecuencia, también las densidades.

Como vemos, en estos casos los movimientos verticales son posibles. Decimos, entonces, que la atmósfera se encuentra en un estado de equilibrio *lábil*.

c) La temperatura de la atmósfera disminuye exactamente 1° por cada 100 m de elevación ($\gamma = -1^\circ/100$ metros).

En este caso, representado en la figura 108, una masa aérea sacada de su ambiente y elevada 100 m, se enfría desde

luego 1°, por lo cual tiene la "misma temperatura", y por consiguiente también la "misma densidad", que el aire del ambiente. No existe, pues, razón alguna para que intervenga la fuerza de gravedad, ni en pro ni en contra, en el movimiento vertical iniciado. El movimiento, puede proseguir como no puede cesar o cambiar de dirección. En tal caso decimos que la atmósfera se encuentra en un estado de equilibrio *indiferente* o *neutro*.

Hasta ahora hemos tenido presente movimientos verticales de las masas aéreas, "sin intervención" del proceso de condensación, y por consiguiente, comparamos el gradiente térmico existente en la atmósfera con el gradiente adiabático seco.

Desde el momento en que se inicia la condensación, el gradiente térmico tiene que ser comparado, lógicamente, con el gradiente adiabático húmedo. De este modo, la atmósfera se encuentra en estado de equilibrio *estable*, si el gradiente térmico es "menor" que el indicado por la adiabática húmeda, y en estado de equilibrio *lábil*, si es "mayor".

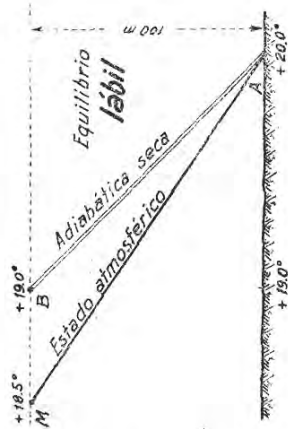


FIG. 107. — Estado de equilibrio "lábil". Una masa aérea, puesta en movimiento, prosigue su elevación.



FIG. 108. — Estado de equilibrio "indiferente", o "neutro". Una masa aérea, puesta en movimiento, está en equilibrio con el ambiente en cualquier nivel.

Es posible también el caso, representado en la figura 109, en que el gradiente térmico observado es menor que el gradiente adiabático seco, pero mayor que el gradiente adiabático húmedo. En este supuesto, el aire se encuentra en estado de equilibrio estable "antes" de iniciarse la condensación, y en estado de equilibrio *lábil*, "después" de desencadenarse este proceso. En tales casos hablamos de un estado de equilibrio *condicional*, porque depende totalmente del estado higróico de la masa aérea en elevación.

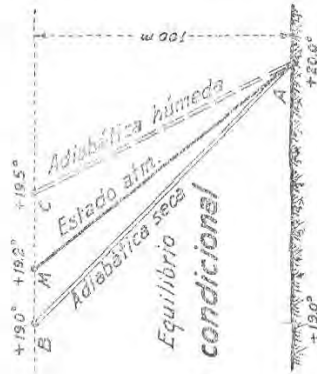


FIG. 109. — Estado de equilibrio "condicional". El equilibrio es "estable" mientras no se inicia el proceso de condensación, e "inestable" después de su desencadenamiento.

El conocimiento del estado de equilibrio en que se encuentra la atmósfera en determinado momento, es de excepcional importancia para la predicción de movimientos verticales de masas aéreas, con todos los fenómenos diferentes. En la figura 110 representamos tres estados diferentes. En el primero, a, movimientos verticales no son posibles; la atmósfera se encuentra en un estado de equilibrio completamente estable.

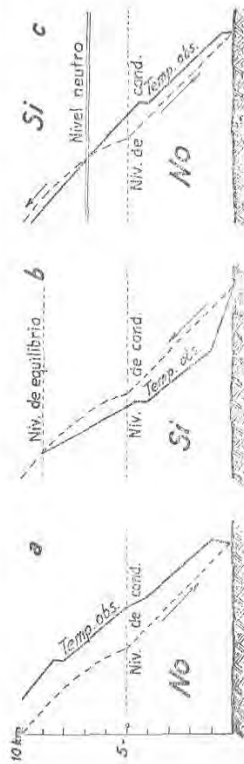


FIG. 110. — Diferentes estados térmicos de la atmósfera. a = estable; movimientos verticales no son posibles; b = lábil; movimientos verticales son posibles; c = equilibrio condicional; movimientos verticales son posibles arriba del "nivel neutro".

el segundo, b, si son posibles; la atmósfera se encuentra en un estado de equilibrio completamente inestable. En el tercer estado, c, la atmósfera se encuentra en un estado de equilibrio estable hasta el "nivel neutro", y arriba de éste, en un estado *lábil*. Movimientos verticales son posibles, pues, sólo después de ser elevada la masa aérea hasta este nivel, por alguna fuerza extraña a ella, por ejemplo, por una masa aérea fría, de altura suficiente, que haya invadido el lugar.

117. Denominación de los diversos estados térmicos. — Como acabamos de demostrar, el movimiento vertical de una masa aérea depende

del estado térmico de la atmósfera, o sea de las temperaturas que reinan en las distintas alturas. Este estado, variable de nivel a nivel, es conveniente, y a la vez cómodo, expresarlo por intermedio del llamado *gradiente térmico*, o sea por la variación de la temperatura por unidad de altura, eligiendo para ésta 100 m de desnivel¹.

Importantes y característicos valores del gradiente térmico son los siguientes:

$\gamma = \frac{dt}{dh}$	$> + 0,0^\circ/100 \text{ m}$	: gradiente positivo;
	$= + 0,0^\circ/100 \text{ "}$	: isotérmico;
	$= - 0,5^\circ/100 \text{ "}$	: semiadiabático;
	$= - 1,0^\circ/100 \text{ "}$	: adiabático o isentrópico;
	$> - 1,0^\circ/100 \text{ "}$	: superadiabático;
	$= - 3,4^\circ/100 \text{ "}$	: isostérico.

Estos mismos gradientes están representados también en la figura 111.

En concordancia con el gradiente térmico que existe en el espacio está también la denominación de las masas aéreas, y de la atmósfera misma. Así se llama:

masa isotérmica, a la masa de aire dentro de la cual la temperatura es constante y, por consiguiente, nulo el gradiente térmico;

masa homogénea o isostérica, en la cual la densidad es constante; por consiguiente, su volumen invariable, lo que ocurre cuando el gradiente térmico es $-3,4^\circ/100 \text{ m}$;

masa adiabática o isentrópica es una masa aérea bien revuelta, movедiza, en la que el gradiente térmico es exactamente $-1^\circ/100$.

118. Origen de los impulsos necesarios para la iniciación de los movimientos. — Para que una masa aérea pueda ascender por sus propios medios, o sea sacando la energía de su propia energía calorífica, necesita primero que se la ponga en movimiento. Para esto requiere un impulso. El impulso puede ser de origen dinámico o térmico.

¹ Ver página 108.

a) **IMPULSO DINÁMICO.** — Por la superficie de la tierra se desplazan continuamente masas aéreas. Debido a la fuerza de gravedad, estas masas tienden a derramarse por el suelo, elevando el aire liviano que encuentran en su camino. Si el gradiente térmico dentro de ésta es superadiabático, o sea mayor de -1° por cada 100 m, el aire separado del suelo prosigue la elevación, con velocidad creciente, hasta alcanzar su "nivel de equilibrio", en que la temperatura del ambiente es igual a la temperatura que ha adquirido durante su elevación. Llamamos a esta elevación, realizada por sus propios medios, *elevación activa*. Ella puede producirse sólo cuando el estado de equilibrio de la atmósfera es "inestable", "lábil" (figura 112 b).

Si el gradiente térmico es semiadiabático, o sea inferior a -1° por cada 100 m, entonces el aire separado del suelo no puede proseguir la ascensión por sus propios medios. Su elevación continúa sólo a medida y hasta cuando aumenta el espesor de la masa aérea invasora. En este caso hablamos de una *elevación pasiva*. Esa elevación se verifica cuando el estado de equilibrio de la atmósfera es "estable" (fig. 112 a).

Fig. 112. Elevación de una masa aérea. a: "elevación pasiva" producida por una masa aérea invasora; b: "elevación activa", impulsada por una masa aérea cualquiera, pero efectuada por su propio causal térmico.



Frecuentemente sucede que el aire elevado pasivamente se enfría tanto, que alcanza su "punto de rocío", momento desde el cual principia la condensación del vapor de agua sobrante. El calor producido aliviana el aire, y por lo tanto, el estado de equilibrio, antes "estable", pasa a ser "lábil". La elevación, antes pasiva, se transforma en activa. El cambio se verifica en el "nivel neutro" (fig. 110 c).

b) **IMPULSO TÉRMICO.** — La masa aérea fría, capaz de separar el aire del suelo, puede provenir también de lo alto de la atmósfera. Esto ocurre cuando el aire que está en contacto con el suelo se calienta mucho, de manera que el gradiente térmico dentro de ella supera los $-3,4^\circ$ por cada 100 m (gradiente isostérico). En este caso, la densidad del aire en la altura resulta mayor que en el suelo, situación que no puede durar. El aire pesado "cae" a la superficie de la tierra y desaloja al aire liviano, que, una vez en movimiento, prosigue la elevación por sus propios medios. El impulso, en este caso, es de origen térmico (fig. 68).

Esos impulsos suelen producirse en los lugares donde el aire que está en contacto con el suelo puede calentarse con facilidad, particularmente por encima de superficies de calor específico pequeño, como ser: terreno rocoso, arenoso, ciudades, pueblos, y tierra seca en general. Es en estos lugares donde se inicia la elevación de las masas aéreas caldeadas, con toda la humedad que hay en sus entrañas.

119. Situación de las masas aéreas en el nuevo "nivel de equilibrio".

La colocación de las masas aéreas elevadas en su nuevo "nivel de equilibrio" no puede ser instantáneo, sino más bien *progresivo*, de carácter *oscilatorio*. Debido a la energía cinética que las masas adquieren durante la elevación, ellas



FIG. 113. — Si el "nivel de condensación" se encuentra en la altura del "nivel de equilibrio", el acotado oscilatorio de una masa aérea en este último puede observarse en la repetida aparición y desaparición de la nube formada.

desde el cual son expiradas, elevándose otra vez. De este modo las masas aéreas efectúan varias oscilaciones alrededor del "nivel de equilibrio", antes de acomodarse en el mismo. Su progresivo achatamiento, y el consiguiente aumento de resistencia que encuentran en el ambiente, disminuye sucesivamente la amplitud de estas oscilaciones, hasta que por fin queda gastada toda la energía cinética que poseían.

Si el nivel de equilibrio, por casualidad, coincide con el nivel de condensación, se forma una nube, que desaparece y reaparece, conforme traspasa la masa aérea el nivel de equilibrio en uno u otro sentido (figura 113).

E) FORMACIÓN DE NUBES

120. Características de las nubes. — Por nube comprendemos una parte del espacio, regularmente bien delimitada, en la cual existe tal cantidad de gotitas de agua o cristales de nieve, que la visibilidad

queda afectada seriamente, no pasando de 2 km, y reduciéndose en casos excepcionales a sólo 5 m. La delimitación de la nube parece tanto más nítida cuanto más lejos se encuentra. En particular, suele ser muy bien definido su límite inferior, formado por el "nivel de condensación" o por alguna superficie de separación de masas aéreas, coincidente con una "inversión" (fig. 114).

La densidad del aire, como también la presión, son iguales dentro y fuera de la nube. La temperatura del aire dentro de la



FIG. 114. — Una nube, vista desde el avión.

nube es comúnmente 2° más baja que en sus alrededores. Lo contrario sucede con la humedad relativa. Ésta es mayor de 100 % dentro de la nube, y menor de 100 % fuera de ella. El aumento de densidad del aire, debido a la menor temperatura, está compensado, de este modo, por la influencia de la mayor humedad.

Nube que se eleva, se dilata; nube que descende, se contrae. Elevación existe sólo mientras la nube es más liviana que el ambiente; descenso, mientras es más pesada. Igualadas las densidades, el movimiento vertical cesa: la nube se encuentra en su "nivel de equilibrio".

Las nubes y las neblinas son formaciones atmosféricas de iguales características físicas. Sólo hay diferencia en su formación. Las neblinas son "formaciones estáticas" producidas en el lugar, por enfriamiento del aire, sin intervención de movimientos verticales. Las nubes son "formaciones dinámicas", originadas por la elevación activa o pasiva de las masas aéreas. Por estas razones, las nubes son "formaciones de altura", y las neblinas "formaciones de suelo". Las nubes se en-

cuentran flotando en el aire; las neblinas, arrastrándose por la superficie de la tierra.

Una excepción de estas reglas la forma la neblina de turbulencia y la neblina de mezcla, verdaderas "neblinas de altura", con características semejantes a las nubes. Pero su formación, en la cual no ha intervenido movimiento vertical alguno, no deja duda respecto a su naturaleza.

La sobresaturación suele ser mayor en la nube (103 — 112 %) que en las neblinas, en que apenas pasa el 100 %. Por esto mismo, el número de gotitas formadas es grande en las nubes ($\sim 10\,000/\text{cm}^3$), y pequeña en las neblinas (100/ cm^3). En compensación, las gotitas de las neblinas son grandes (120 μ), y las de las nubes, pequeñas (5 μ).

121. Formas de nubes. — La primera clasificación de las nubes, según su forma, es del año 1803, y se debe al astrónomo inglés Luke Howard, clasificación que encontró un eficaz divulgador en el gran poeta alemán Goethe.

En esta clasificación se distinguen cuatro formas:

- | | | |
|-------------|-----------|-------------------------|
| a) cúmulus, | abr. Cu : | nube amontonada, |
| b) stratus, | " St : | " plana, estratificada, |
| c) cirrus, | " Ci : | " de nieve, |
| d) nimbus, | " Nb : | " de lluvia. |

Las nubes *cúmulus* son nubes amontonadas, redondeadas. El aspecto de ellas se asemeja a la coliflor o a un racimo de uvas. Son nubes esencialmente tridimensionales. Parecen muy densas, brillan con el sol y poseen sombras profundas. Se forman desde poca altura del suelo hasta el límite de la troposfera.

Las nubes *stratus* son nubes planas, estiradas, de mucha extensión en el plano horizontal, pero de poco espesor. Vistas de abajo parecen grandes sábanas extendidas en el cielo, y mirándolas de costado, semejan líneas largas y delgadas. Son nubes bidimensionales. Se forman en todas las alturas.

Las nubes *cirrus* son nubes muy altas, finas, blanquísimas, sin sombra alguna. Parecen plumas o pequeños trozos de algodón. Están formadas exclusivamente por cristales de hielo.

Las nubes *nimbus* son nubes potentes, espesas, oscuras, de formas redondeadas, "cúmulonimbus", o estiradas, "nimbostratus", de las cuales están cayendo precipitaciones. Se forman a poca altura.

Estas cuatro formas están representadas en la figura 115.

122. Formación de nubes "cúmulus". — Para la formación de esta clase de nubes es necesario que el suelo esté "más caliente" que el aire del ambiente. Esta condición se cumple durante el día, particularmente durante las horas de la tarde; sobre los continentes, durante el verano, y sobre los mares, durante el invierno.

El aire calentado por el suelo se eleva, enfriándose durante la ascensión. Pasado el "punto de rocío", principia la condensación del vapor de agua sobrante, y con ello la formación de las gotitas de agua que, en conjunto, forman la *nube*. Las gotitas no se separan de la nube, a pesar de la fuerza de gravedad que actúa sobre ellas, debido a las corrientes ascendentes, que no faltan en este acto de su formación, y que las sostienen dentro de la masa nubosa en estado de suspensión. Sólo cuando cesan estas corrientes inician las gotitas su caída, penetrando con ello en un ambiente cada vez más caliente, en que forzosamente se evaporan. La caída de una nube es, de este modo, la causa de su disolución.

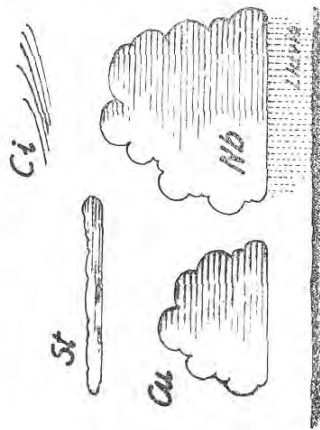


FIG. 115. — Las cuatro "formas" de las nubes. Cu = cúmulus, St = stratus, Ci = cirrus y Nb = nimbus.

El espesor de la nube cúmulus que se forma, depende del estado termohigrico de la masa de aire que se eleva del suelo. Cuanto más húmeda es esta masa, a menor altura se encuentra su "nivel de condensación", y cuanto más caldeada es, a mayor altura encuentra su "nivel de equilibrio". La diferencia de alturas entre estos dos niveles determina el espesor de la nube.

En la figura 116 hemos representado las particularidades de la formación de estas nubes. Si el aire que se eleva del suelo es muy caliente y húmedo ($t = +30^\circ$ y $h' = 70\%$), su nivel de condensación se encuentra sólo a 750 m de altura. La nube formada es una nube *cúmulus* ordinaria, Cu, compuesta por gotitas de agua en estado líquido. Si el aire es muy caliente, pero un tanto seco ($t = +30^\circ$ y $h' = 20\%$), tiene que elevarse a 3100 m para que se inicie la condensación. La nube formada a esta altura es *autocúmulus*, Act. Debido a la baja temperatura que reina en esas alturas, esta

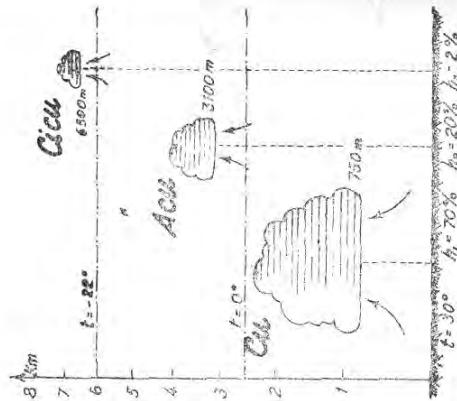


FIG. 116. — Formación de nubes de género "cúmulus", como consecuencia de la elevación de masas aéreas.

las nubes suelen estar formadas por gotitas de agua en estado de sobrefusión. Finalmente, si se eleva el suelo a una temperatura de $+30^\circ$ y $h\% = 2\%$, la nube se formará sólo a los 6500 m de altura, en una temperatura de -35° . La eliminación del vapor de agua sobrante se efectuará por el proceso de sublimación, y la nube estaría formada por cristales de nieve. El nombre de la nube sería *cirrocumulus*, *Cir.*

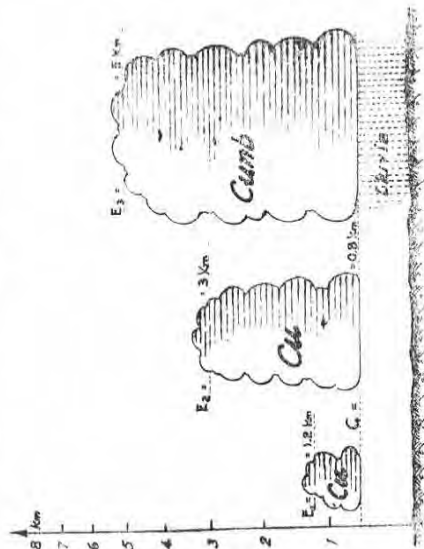


FIG. 117. — Influencia de la altura del "nivel de equilibrio", E , sobre el género de la nube a formarse.

Una sequedad de aire tan acentuada como aquí se supone, no se observa sobre la superficie de la Tierra. El aire suele ser notablemente más húmedo, sólo que durante la elevación, que puede llevar tiempo considerable. gran parte de la humedad es eliminada de su seno. Llegar, pues, a gran altura. "como si" hubiera efectuado la ascensión del suelo en las condiciones mencionadas.

En la figura 117 se encuentra representada la influencia de la altura del nivel de condensación y del nivel de equilibrio sobre el espesor de la nube. Si el desnivel entre ellos no es muy grande, la nube que se forma es de espesor modesto, pero si el nivel de equilibrio se encuentra a gran altura, la nube formada es potente, y reúne todas las condiciones necesarias para que caigan precipitaciones de ella. Cuando esto ocurre, la nube recibe el nombre de *cumulonimbus*, *Cumb*, equivalente a "nube de lluvia", o "nube de tormenta".

123. Formación de nubes "stratus". — Es condición, para la formación de esta clase de nubes, contrariamente al caso anterior, que el suelo esté "más frío" que el aire del ambiente. Esta condición se cumple durante la mañana; sobre los continentes, durante el otoño e invierno, y sobre los mares, durante el verano. La formación de verdaderas nubes *stratus* está ligada con la presencia de dos masas aéreas superpuestas, fría y pesada la inferior, caliente y liviana la superior, acompañadas de una acentuada "inversión" en la superficie de separación de ellas.

Nubes *stratus* se forman debajo de la inversión, o sea todavía en la masa aérea fría, cuando se ha elevado una porción de aire del suelo que, al llegar a la superficie límite, situada encima de

su nivel de condensación, no está en condiciones de penetrar en la masa aérea caliente superpuesta, derramándose, en consecuencia, debajo de ella. La nube así formada es extensa, plana, con aspecto de estratificación. Si está formada por gotitas de agua en estado líquido, que es lo que ocurre cuando el nivel de condensación se encuentra debajo de la isoterma de 0° , se la llama nube *stratus*, *St*; si está formada por gotitas en estado de sobre-fusión, que es lo que acontece cuando el nivel de condensación se encuentra arriba de la isoterma de 0° , se la llama *altostratus*, *As*; y por fin, cuando está formada por cristales de hielo, que es el caso cuando el nivel

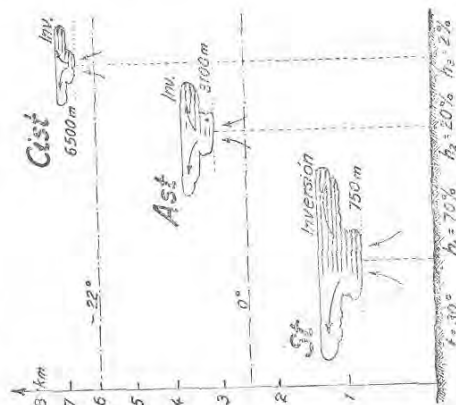


FIG. 118. — Formación de nubes de género "stratus", como consecuencia de la elevación de masas aéreas en presencia de inversiones.

de condensación se encuentra por encima de la isoterma de -22° , se la llama *cirrostratus*, *Cist*. Estas posibilidades están representadas en la figura 118.

Nubes iguales pueden formarse también en encima de la inversión, o sea ya dentro de la masa aérea caliente y húmeda que se encuentra en la altura, siempre que esté obligada a elevarse, enfriándose durante la ascensión. La elevación puede realizarse de una manera "activa", o sea escalonando ella misma el aire frío, o de una manera "pasiva", obligada a separarse del suelo por el movimiento de la masa aérea fría. En el primer caso se forma un conjunto de nubes denominado *sistema del frente caliente* (fig. 128), y en el segundo un conjunto denominado *sistema del frente frío* (fig. 129), si la dirección del movimiento de las dos masas aéreas es "concordante", y *sistema del frente del pumpero* (fig. 130), cuando este movimiento es "discordante".

Frecuentemente se observa una forma de nube que tiene características de nube cúmulus y de *stratus* a la vez, denominándose, en consecuencia, *stratocumulus*, *Stcu*. Esta clase de nube se forma cuando una masa aérea muy extensa y de condiciones termohúgricas un tanto desiguales es elevada del suelo por una masa aérea invasora (fig. 119).

Tanto el grupo de nubes "cúmulus" como el de "stratus" suelen formarse individualmente. Hay casos, sin embargo, en que se forman simultáneamente. Esto ocurre cuando hay varias masas aéreas superpuestas, y por consiguiente, también varias "inversiones", y cuando la masa aérea en contacto con el suelo se ha calentado mucho. Basta que esta masa sea puesta en movimiento por una masa aérea fría invasora para que se forme un gran conjunto de nubes cúmulus y stratus. Esta posibilidad está representada en la figura 120.

124. Formación de nubes "cirrus".—Las nubes "cirrus" son nubes de nieve; por esto pueden formarse sólo en lo alto de nuestra atmósfera, por encima de la isoterma de -22° .

Lugares favorables
Para la formación de las nubes cirrus son las "superficies de separación" de las masas aéreas, cuando éstas llegan a gran altura, donde la eliminación del vapor de agua sobrante sólo puede realizarse por el proceso de sublimación, formando cristales de nieve. (Véanse las figs. 128, 129 y 130). La aparición de las nubes cirrus es así un aviso de la aproximación de una "superficie de separación" de masas aéreas, con todo el cortejo de nubes que la acompaña y con todas las consecuencias meteorológicas que derivan de ellas, particularmente las lluvias.

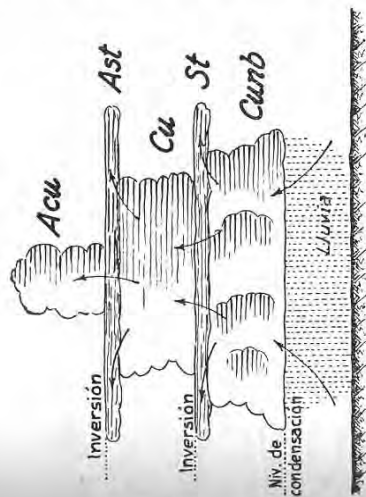


Fig. 120. — Formación conjunta de nubes de género cúmulus y stratus.

Las nubes cirrus son, de este modo, promisoras de "mal tiempo".

Las nubes cirrus se forman con frecuencia encima de las grandes nubes de tormenta, llamadas "cúmulonimbus", como puede verse en la figura 127. En efecto, la superficie de las nubes de tormenta, que a veces se elevan hasta 8 km

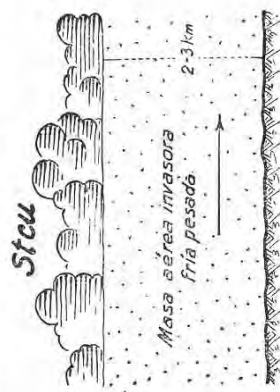


Fig. 119. — Formación de nubes "stratus", como consecuencia de la elevación de una masa aérea de condiciones termohigroscópicas desiguales.

de altura, es calentada fuertemente por los rayos solares, por lo cual la evaporación es en ella muy intensa. Gran parte del vapor de agua que de este modo es disipado en el espacio, se condensa nuevamente, sirviendo como "núcleos de atracción" los cristales de hielo existentes. La adhesión del vapor de agua a estos núcleos es facilitada por el hecho de que el crecimiento de los cristales de hielo no exige un ambiente saturado, sino sólo una humedad relativa, de un 70 %. Las nubes cirrus así formadas son arrastradas por los vientos de altura, y transportadas a regiones lejanas.

125. Formación de nubes "nimbus".— Nubes desde las cuales están cayendo gotitas de agua, granitos de hielo o copos de nieve, se llaman nubes nimbus. La forma más frecuente de las precipitaciones es, sin duda, la lluvia. Por eso se las puede llamar también nubes de lluvia.

Las nubes nimbus no pueden existir solas en el espacio; siempre están acopladas a alguna nube cúmulus o stratus, llamándoselas, por esta razón, *cúmulonimbus*, *CuNb*, o *nimbostratus*, *Nbst*, respectivamente. La formación de una nube nimbus va acompañada siempre de la pérdida de contornos definidos de las nubes que le dan vida. Un cielo grisáceo y uniforme es la primera consecuencia, seguida luego por la caída de precipitaciones. Pero no siempre las precipitaciones alcanzan el suelo. Muchas veces ellas se evaporan antes de que lleguen a tierra. En estos casos, la nube nimbus se reduce a una "cortina de lluvia" o "de nieve", llamada *virga*.

126. Familias de nubes.— Las nubes pueden estar formadas por cristales de nieve, granitos de hielo o por gotitas de agua en estado líquido o sobrefusionado. Por cristales de nieve están formadas las nubes muy altas, en las cuales la temperatura es muy baja. Por gotitas de agua en estado líquido están compuestas las nubes bajas, porque poseen una temperatura elevada. Y por fin, por granitos de hielo o por gotitas de agua en estado de sobrefusión están formadas las nubes de mediana altura.

La altura en que se ha formado una nube es, en consecuencia, el factor que determina la naturaleza y el estado de los productos de condensación de que se compone. Considerando su importancia, las nubes pueden ser clasificadas también conforme a la "altura de su formación". Los grupos de nubes así obtenidos se llaman *familias*.

Se distinguen cuatro familias. Sus nombres y alturas medias son:

a) Nubes superiores	A = 6 — 12 km
b) Nubes medias	= 2 — 6 "
c) Nubes bajas	= 0 — 1 "
d) Nubes de desarrollo vertical	= 0 — 13 "

Las *nubes superiores*, denominadas *cirrus*, están formadas por cristales de nieve. La capa de aire en que suelen formarse tiene como base la isoterma de -21.4° . La altura media de esta isoterma, en nuestro medio geográfico es de 6 km.

Las *nubes bajas* son las más frecuentes. Están formadas por gotitas de agua en estado líquido. La capa de aire en que suelen formarse está en contacto con el suelo, y se encuentra limitada por la isoterma de 0° . La altura media de esta isoterma es de 2 a 3 km.

Las *nubes medias* están formadas por gotitas de agua en estado de sobre-

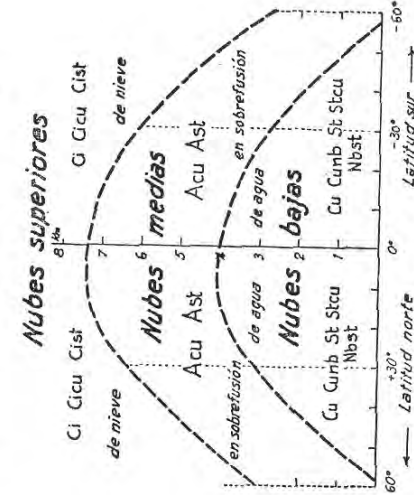


FIG. 121. — Alturas medias de las tres primeras "familias" de nubes con sus géneros correspondientes.

están formadas por gotitas de agua en estado líquido en su parte inferior, en estado de sobre fusión en su parte media, y por granitos o cristales de hielo en su parte superior.

Las alturas de las isotermas de 0° y -21.4° varían en el curso del año, y difieren de un lugar a otro. En la figura 121 se encuentran representadas las alturas medias correspondientes a las distintas latitudes. La oscilación anual de estas alturas es casi nula en la región tropical; de 1/2 km en las latitudes medias, y de 3 km en la cercanía de los polos.

127. Géneros de nubes. — Como hemos visto en la descripción de la formación de nubes, a los caracteres de una nube, perteneciente a un cierto grupo, se le imprimen rasgos que derivan de la altura de su formación. Los caracteres de las cuatro "formas" de nubes se mezclan, de este modo, con los rasgos de las cuatro "familias". Esta particularidad nos permite establecer una nueva y más detallada clasificación de las nubes. Los grupos así obtenidos se designan con el nombre: *géneros*.

Se distinguen, en total, diez géneros. La denominación de ellas, su origen y la altura media en que se encuentran, son las siguientes:

- | | | |
|------------------|----------------|-------------------------------|
| 1. Cirrus | = Ci | } nubes superiores |
| 2. Cirrocúmulus | Ci + Cu = Cicu | |
| 3. Cirrostratus | Ci + St = Cist | |
| 4. Altocúmulus | = Acu | } nubes medias |
| 5. Altostratus | = Ast | |
| 6. Stratocúmulus | St + Cu = Stcu | } nubes bajas |
| 7. Stratus | = St | |
| 8. Nimbostratus | Nb + St = Nbst | |
| 9. Cúmulus | = Cu | } Nubes de extensión vertical |
| 10. Cúmulonimbus | Cu + Nb = Cunb | |

NOTA: No figura en este cuadro la nube nimbus, Nb, por haber sido suprimida, como nube propia, del *Atlas internacional de nubes*, Madrid, 1931. Ver pág. 176.

En la figura 122 representamos gráficamente estos diez géneros: las cuatro formas originarias y sus combinaciones.

A continuación damos la definición y una descripción abreviada de los géneros de nubes, apoyándonos en la obra *Atlas internacional de nubes y estados del cielo*, Madrid, 1931. De esta misma obra son también los cuadros que presentamos de ellos.

1. CIRRUS (Ci)

Nubes aisladas, delicadas, de estructura fibrosa, sin sombras propias, generalmente de color blanco, a menudo con brillo sedoso.

Los cirrus están siempre formados por cristales de hielo, y su transparencia se debe al estado de dispersión de estos cristales. Ordinariamente, apenas amortiguan el brillo del Sol, cuando pasan por delante de él. Antes de la salida y después de la puesta del Sol, se tiñen algunas veces de rosado o de rojo vivo. Se iluminan mucho antes que las otras nubes, y se apagan mucho más tarde: algún tiempo después de la puesta del Sol, toman un tinte gris.

2. CIRROCÚMULUS (Cicu)

Capa o banco cirroso, compuesto de copos o de bolas muy pequeñas, sin sombras, dispuestos ya sea en grupos o filas, o bien, con más

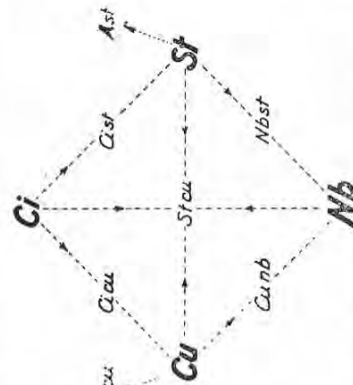


FIG. 122. — Combinación de las formas de las nubes, produciendo los distintos géneros.

frecuencia, en arrugas semejantes a las que se observan en la arena de las playas.

El verdadero cirrocúmulus es una forma rara. Es preciso no confundirlo con los pequeños alto-cúmulus.

3. CIRROSTRATUS (Cist)

Velo fino, blanquecino, que no borra los contornos de los discos solar o lunar, pero que motiva la formación de halos alrededor de estos astros.

Durante el día, cuando el Sol está bastante elevado sobre el horizonte, el espejor del velo es siempre insuficiente para suprimir las sombras proyectadas por los objetos. Podría confundirse un velo de cirrostratus con un velo lechoso de bruma, de aspecto semejante; se los distingue por el fenómeno de anillo solar o lunar que casi siempre se produce con los cirrostratus. Todo lo dicho respecto de la transparencia y coloración de los cirrus es aplicable a los cirrostratus.

4. ALTOCÚMULUS (Acu)

Capa (o banco) compuesta de laminillas o guijarros. Estos elementos se ordenan en grupos, en filas o en rollos, siguiendo una o dos direcciones, y están a veces tan juntos, que sus bordes se confunden.

Cuando el borde, o bien una parte delgada y translúcida de un banco de alto-cúmulus pasa por delante del Sol o de la Luna, aparece en el contacto con el astro una corona coloreada.

5. ALTOSTRATUS (Ast)

Velo fibroso o estriado, más o menos gris o azulado.

Parece un cirrostratus espeso, pero no produce fenómenos de halo y sólo permite ver el Sol o la Luna de un modo vago, como a través de un vidrio deslustrado, o los tapa completamente. Puede caer lluvia o nieve de un altostratus, pero cuando la precipitación es fuerte, el velo nuboso se espesa y descende, transformándose en un nimbostratus.

6. STRATOCÚMULUS (Stcu)

Capa (o banco) compuesta de guijarros o rodetes; los elementos más pequeños de la capa, aunque bastante gruesos, están todavía dispuestos regularmente, y son difusos y grises, con partes sombrías.

Estos elementos se ordenan en grupos, en filas o en rollos, siguiendo una o dos direcciones. Muy a menudo los rodetes están tan apretados, que sus bordes se juntan; en este caso, cuando cubren todo el cielo —especialmente en invierno sobre el continente—, le dan una apariencia ondulada.

7. STRATUS (St)

Capa nubosa uniforme, análoga a una niebla, pero que no descansa sobre el suelo.

Las nubes stratus sólo producen llovizna, es decir, una precipitación compuesta por gotas muy pequeñas. Cuando no hay precipitación, una capa de stratus sombría puede fácilmente confundirse con un nimbostratus. En cuanto a las fractostratus,

ellas provienen de la disgregación de una capa de stratus, sea por el viento, sea por picos de montañas.

8. NIMBOSTRATUS (Nbst)

Capa baja, amorfa y lluviosa, de color gris, sombría, casi uniforme, pero como iluminada débilmente en su interior. Cuando da lugar a precipitación, ésta es en forma de lluvia o nieve continua.

Sin embargo, la precipitación únicamente no es índice suficiente para distinguir esta capa nubosa, pues es frecuente que la precipitación no llegue al suelo. La evolución normal es la siguiente: Una capa de altostratus se espesa y descende, hasta transformarse en una capa de nimbostratus. Esta, muy frecuentemente, se forma progresivamente de nubes muy bajas, desgarradas, al principio aisladas, que después se sueldan en una capa casi continua. Generalmente, la lluvia sólo aparece después de la formación de estas nubes muy bajas, que son entonces ocultas por la precipitación, o hasta desaparecen bajo su acción.

9. CÚMULUS (Cu)

Nubes densas, de desarrollo vertical, en las que la cima forma cúpula y está guarnecida de protuberancias redondeadas, en tanto que la base es casi horizontal.

El verdadero cúmulus está limpiamente limitado por arriba y por abajo. Pero también se observa una nube que parece un cúmulus desgarrado, y en el que las diversas partes presentan cambios continuos; éstos son fractocúmulus. Un cúmulus típico es el que se desarrolla en tiempo claro, y debe su nacimiento a las corrientes diurnas de convección: aparece por la mañana, se infla en seguida, y se reabsorbe más o menos al finalizar el día.

10. CÚMULONIMBUS (Cunb)

Masas potentes de nubes, de gran desarrollo vertical, cuyas estratificaciones cúmuliformes se elevan en forma de montañas o de torres, y cuya parte superior es de textura fibrosa y se extiende a veces en forma de yunque.

Su base parece un nimbostratus. Esta base está con frecuencia forrada de nubes muy bajas y desgarradas (fractostratus, fractocúmulus). Los cúmulonimbus producen generalmente chaparrones de lluvia o de nieve (a veces, granizo o nieve granulada), y a menudo también motivan tormentas. Si no ha podido verse la cima de la nube, la caída de un aguacero o chaparrón basta para caracterizar el cúmulonimbus. Los cúmulonimbus constituyen verdaderas fábricas de nubes; son especialmente responsables de la población del cielo después de las perturbaciones.

128. Variedades de nubes. — Hay una gran "variedad" de nubes, aun de un mismo género. Las principales variedades son:

a) *Undulatus* (Und.); nubes compuestas de elementos alargados, paralelos entre sí, semejantes a las olas de mar.

b) *Radiatus* (Rad.); nubes compuestas de bandas paralelas que, por efecto de la perspectiva, parecen convergir hacia un mismo punto

del horizonte; o hacia dos puntos opuestos, si las nubes atraviesan todo el cielo.

c) *Mammatus* (*Mam.*); nubes cuya superficie forma bolsas o mamás. Dan un aspecto amenazador al cielo. Pueden considerarse como nubes cúmulus invertidas. Se forman cuando penetra aire caliente y húmedo en un ambiente menos templado. Como consecuencia del enfriamiento se produce una sobresaturación, que motiva la formación de estas nubes (fig. 123).

d) *Cumuliformis* (*Cuf.*); forma particular que presentan ciertas nubes, en las cuales la parte superior se redondea como la de un cúmulus. Suelen presentarse bajo dos aspectos diferentes, como "flocus" o como "castellatus".

e) *Lenticularis* (*Len.*); nubes que presentan una forma ovoides, con bordes cortados y a veces con iriscaciones.

f) *Fimulus* (*Fum.*); nubes inestables, consistentes en un velo sin fin, que a veces es casi invisible.

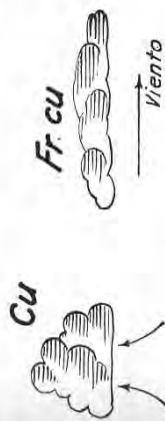


FIG. 123. — Formación de nubes "mammatus".

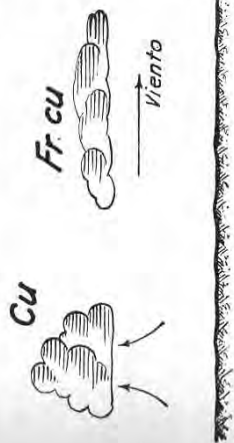
Los DETALLES de importancia son:

1. *Virga*, cortinas o colas descendentes.
2. *Pileus*, gorro o capuchón.
3. *Incus*, yunque.
4. *Arcus*, arco sombrío.

129. **Influencia del viento.** — El viento deforma las nubes, removiéndolas y estirándolas, y les quita el contorno bien definido que comúnmente tienen. A las nubes cúmulus, quitándoles la base horizontal, plana, las suele transformar en *fractocúmulus*, *Frcu* (fig. 124); a las *stratus*, en *fractostratus*, *Frst*; y a las nubes cirrus les imprime el aspecto agitado que muchas veces presentan.

El viento, además, arrastra consigo las nubes. Ellas se mueven, pues, con una velocidad aproximadamente igual, aunque algo

FIG. 124. — Influencia del viento en la forma de la nube. Formación de nubes "fractocúmulus".



inferior, a la velocidad del viento. Cuanto más altas son, más rápida es su marcha.

La velocidad de las nubes depende de la altura en que se han formado. Los valores medios son, aproximadamente:

St		v =	5 m/sec	=	18 km/hora	Λ =	0,5 km
Cu, Cumb, Nbst			10 "	=	36 "		1,7 "
Cu			15 "	=	54 "		4,5 "
Cicu, Cist			20 "	=	72 "		6,5 "
Ci, Cicu, Cist			25 "	=	90 "		8,3 "
Ci			30 "	=	108 "		10,0 "
Ci			35 "	=	126 "		12,5 "
Nubes de nácar			40 "	=	144 "		26 "
Nubes de altura			100 "	=	360 "		80 "

130. **Disolución de las nubes.** — Las nubes se disuelven o se deshacen por el proceso inverso al de su formación. Si para la formación de las nubes era necesario un descenso de la temperatura del aire, o un aumento de la humedad, para su disolución es necesario un aumento de la temperatura o una disminución de la humedad.

El aumento de temperatura se produce con rapidez en corrientes aéreas descendentes. En ellas, las nubes se disuelven con celeridad. También se deshacen con facilidad, si previamente quedaron aliviadas de una parte de la carga de agua que contenían en forma de gotitas.

En la figura 125 representamos la *formación* y *disolución* de una nube cúmulus, como suele observarse en los días de buen tiempo, principalmente durante el verano. El cuadrado *a* representa el ambiente de calma que reina por la mañana temprano, cuando el suelo no está todavía calentado. En el *b*, el suelo está ya caliente, y por su intermedio se calienta también el aire, manifestando éste tendencia a elevarse. En el cuadrado *c*, la elevación es manifiesta. Esta masa encuentra su "nivel de condensación", según esta representación, en el cuadrado *d*. En este momento se inicia la formación de la nube. En el cuadrado *e* prosigue el crecimiento de la nube; las corrientes ascendentes se intensifican por el calor de condensación liberado; la nube se agranda. En el cuadrado *f*, la nube ha alcanzado su tamaño máximo. En *g* se principia a notar la influencia del descenso de la temperatura en las horas de la tarde. La nube pierde calor por irradiación, su superficie se enfría, y por intermedio de ésta también el aire que está en contacto con ella. Este aire enfriado "pesa" sobre la nube. Con esto principia el descenso y la disolución progresiva de la misma. En *h*, el descenso es ya bien acentuado; la nube está ya casi disuelta. Finalmente, en el cuadrado *i*, la masa aérea, ayudada también por el enfriamiento del lugar de donde ha ascendido, alcanzó la tierra.

En la Naturaleza, no siempre se verifican movimientos verticales de envergadura, ni tampoco se observan efectos de importancia. Lo común es observar sólo pequeños descensos o ascensos de masas aéreas, y con ellas, de las nubes que albergan. Las causas de estos movimientos pueden ser:

a) la topografía del terreno;

- b) la inclinación de las superficies límites de las masas aéreas en movimiento por la superficie de la tierra;
- c) el calentamiento de la nube durante el proceso de condensación;
- d) el enfriamiento de la nube por irradiación;

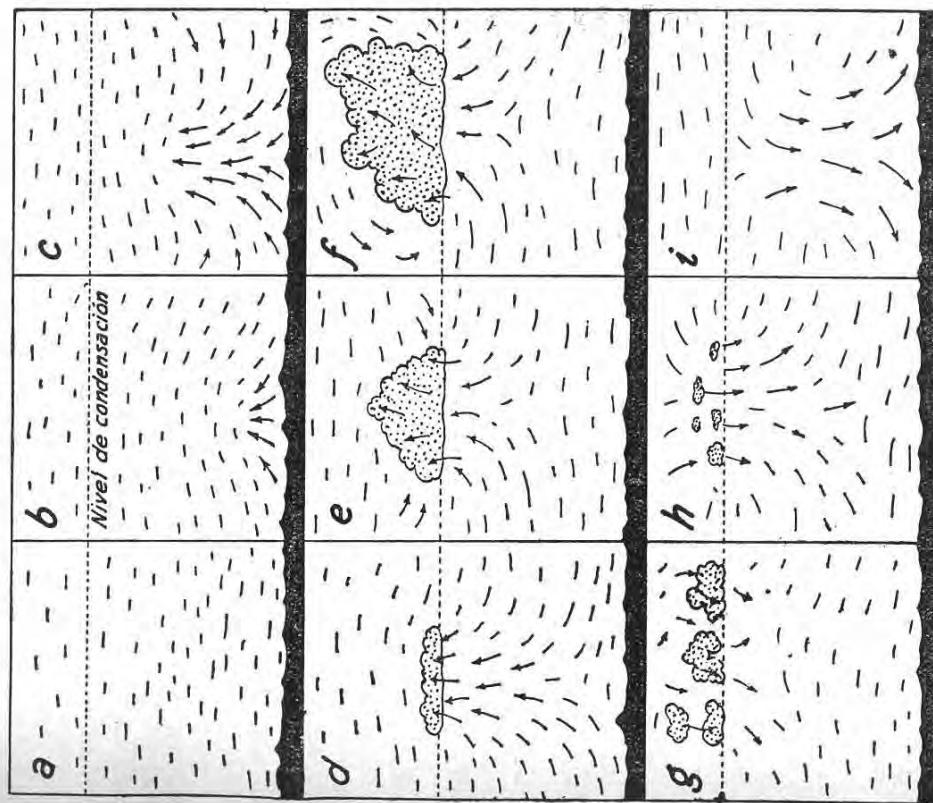


Fig. 125. — Formación, evolución y disolución de una nube cúmulus en sus distintas fases características.

- e) la intensificación o debilitamiento de la evaporación;
- f) la ocurrencia de precipitaciones.

A los pequeños movimientos verticales producidos por estas cau-

sas se deben las transformaciones que frecuentemente se observan en las nubes. Así, por ejemplo, la transformación de:

stratocúmulus	en cúmulus,	o viceversa,
stratus	stratocúmulus,	"
altostratus	altocúmulus,	"
cirrostratus	cirrocúmulus,	"
		etc.

131. Sistemas de nubes.

— Las nubes, raras veces se forman individualmente. Más frecuente es observar la formación de conjuntos característicos, en determinadas constelaciones del tiempo. Llámense estos conjuntos *sistemas de nubes*.

Los principales

los sistemas de nubes son:

- a) Sistema de "buen tiempo", compuesto por nubes cúmulus y fraccúmulus.

Se forma cuando no hay agitación atmosférica, cuando el aire que cubre el suelo no es removido por el viento, de manera que la convección vertical puede ser intensa. Las nubes formadas suelen ser uniformes, con base perfectamente plana y protuberancias pujantes (fig. 126).

- b) Sistema de "tormenta de calor", compuesto por nubes cúmulus, cúmulonimbis, altostratus y cirrus.

Se forma en los días de verano, particularmente en las horas de la tarde, cuando el aire que está en contacto con la tierra es muy húmedo y se ha calentado mucho; y cuando, por una razón cualquiera, es separado del suelo. Si su nuevo nivel de equilibrio se encuentra a gran altura, se forma una potente masa nubosa, compuesta por nubes de distinto género, conforme con la altura alcanzada (fig. 127).

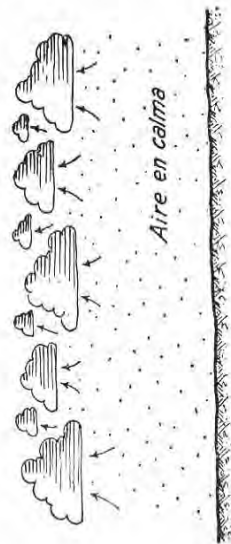


Fig. 126. — Sistema de nubes de "buen tiempo".

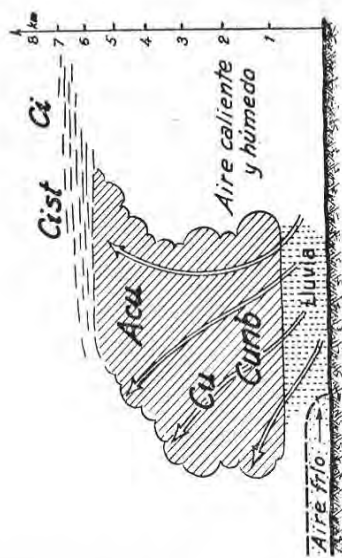


Fig. 127. — Sistema de nubes de "tormenta".

c) Sistema del "frente caliente", compuesto de nubes nimbostratus, altostratus precipitans, altostratus, cirrostratus y cirrus; algunas veces, también cirrocúmulos.

Se forma cuando una masa aérea caliente y húmeda se mueve más o menos en la misma dirección que una masa aérea fría, pero con "mayor velocidad", razón por la cual escalona a ésta. A medida que el aire caliente se eleva, también se enfría, motivando la formación de un conjunto de nubes, compuesto siempre por los mismos géneros. Estas nubes se forman delante de la masa aérea caliente que avanza por la superficie de la tierra, por lo cual son llamadas también "nubes prefrontales" (fig. 128).

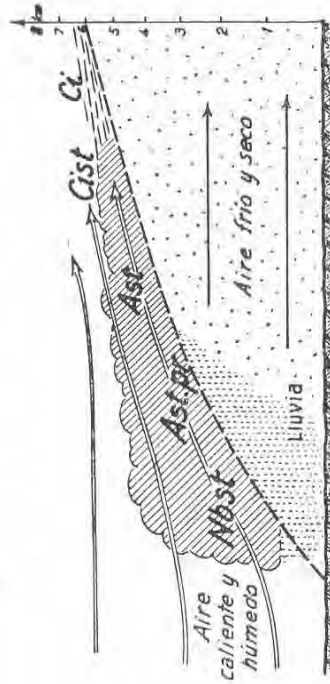


FIG. 128. — Sistema de nubes del "frente caliente". Nubes prefrontales.

d) Sistema del "frente frío", compuesto por nubes nimbostratus, altostratus precipitans, altostratus, altocúmulos, cirrostratus, cirrus y, algunas veces, también por cirrocúmulos.

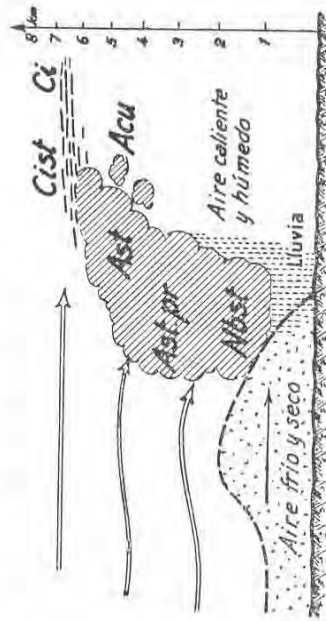


FIG. 129. — Sistema de nubes del "frente frío". Nubes prefrontales.

Se forma cuando una masa aérea fría avanza sobre la superficie de la tierra y eleva el aire caliente y húmedo que se encuentra en su camino. Si el movimiento

del aire caliente lleva aproximadamente la misma dirección que el aire frío, pero es de "mayor velocidad", también este conjunto se forma delante de la masa aérea fría que avanza (fig. 129).

e) Sistema de nubes del "frente del pampero", que se compone de nubes nimbostratus, altostratus precipitans, altostratus, cirrostratus y cirrus.

Este último sistema de nubes, característico de la gran llanura argentino-uruguaya, se forma cuando una masa aérea fría polar se derrama por la pampa (viento

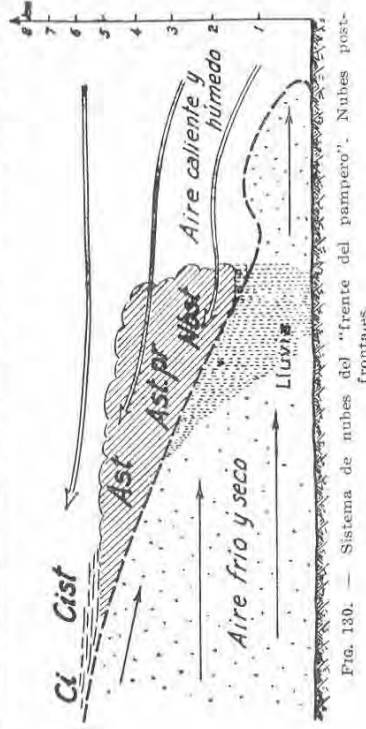


FIG. 130. — Sistema de nubes del "frente del pampero". Nubes prefrontales.

pampero) y eleva con su frente el aire caliente y húmedo, que fluye hacia el sur. El movimiento de las dos masas aéreas es, en este caso, discordante; el conjunto de nubes se forma detrás del frente de la masa aérea fría que avanza, siendo, en consecuencia, un sistema de nubes "postfrontales" (fig. 130).

NOTA: Estos sistemas de nubes serán considerados con más detenimiento en el capítulo VII: "Tormentas y Cambios de tiempo".

F) MEDICIÓN DE LA NUBOSIDAD

Para ilustrar sobre el estado del tiempo reinante, es conveniente observar y registrar los siguientes elementos:

- a) cantidad de nubes;
- b) su forma, familia, género, especie y variedad;
- c) altura a que se encuentran;
- d) dirección y velocidad con que se mueven.

132. Cantidad de nubes. — La cantidad de nubes se estima, cualquiera sea su altura. Para este fin se suponen reunidas todas las nubes y se aprecia la extensión así obtenida en décimas de cielo. Al cielo completamente despejado corresponde el número 0; al cielo totalmente cubierto, 10. Durante las noches sin Luna, la cantidad de nubes se de-

termina completando la extensión del cielo estrellado. Cuando hay Luna, ésta ilumina lo suficientemente las nubes como para poder efectuar la estimación directamente.

133. El heliógrafo y su empleo.

La variación del grado de nubosidad durante el día puede ser registrado mediante un sencillo aparato, llamado *heliógrafo* (del gr. *helios* = Sol). La figura 131 representa el tipo Campbell-Stokes. Consta este aparato de una bola de cristal, de unos 90 mm de diámetro. Cuando el cielo está despejado, los rayos solares que la atraviesan se unen en su foco, produciendo en el mismo una concentración de calor, debilitada un tanto por la aberración esférica, pero lo suficientemente fuerte como para dejar rastros de quemado en una tira de cartón ubicada dentro de una calota esférica concéntrica. Esta tira lleva una división en horas, y es acomodada de tal manera que la posición momentánea del foco coincide con la hora media del día. Valiendo la extensión de la raya quemada dentro de esta división, se obtiene el número de horas de sol, y restando este número del total de horas que el Sol se encuentra sobre el horizonte, se obtiene el número de horas de nublado.

La altura del Sol en el momento de su culminación, así como también la duración del día, varía en el curso del año. Por esto se usan fajas de distintas longitudes: larga, en verano; corta, en invierno, y mediana, en otoño y primavera (fig. 132).

El heliógrafo debe estar instalado en un lugar libre y orientado hacia el norte; la faja, acomodada de tal manera que el trazo representativo de las 12 se encuentre en el lugar del foco a mediodía.

134. Forma, familia, género, especie y variedad de las nubes. — Conviene estimar primero las familias a que pertenecen las nubes

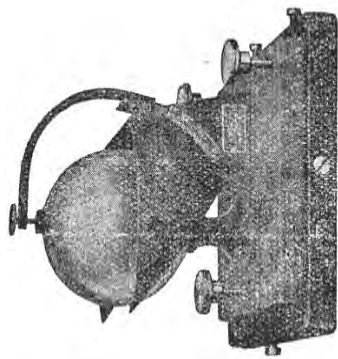


Fig. 131. — Heliógrafo tipo Campbell-Stokes.

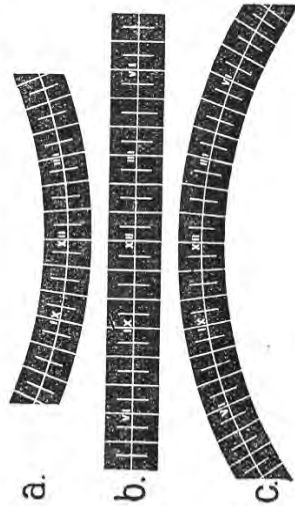


Fig. 132. — Fajas usadas en el heliógrafo. a: en invierno, b: en otoño y primavera, y c: en verano.

(nubes bajas, medias y altas, y nubes de extensión vertical), luego recién proceder a la determinación de sus géneros, especies y variedades. Para esta tarea prestan buen servicio las láminas del *Atlas internacional de nubes y estados del cielo*, publicado por el Comité Meteorológico Internacional, en Madrid, el año 1931, del cual proceden también los cuadros que presentamos en este texto. Teniendo en cuenta que las nubes varían rápidamente de formas y de aspectos, conviene observar el cielo sin interrupción, para estar al tanto de las transformaciones que han ocurrido.

135. Altura de las nubes. — La altura de las nubes puede ser determinada de varias maneras; por ejemplo:

- Por estimación.* Observadores experimentados pueden "estimar" la altura de las nubes con suficiente grado de exactitud. En terreno montañoso, la estimación puede apoyarse en una red de puntos fácilmente identificables, como ser: árboles, casas, rocas, cerros, etc., cuya altura habrá sido determinada previamente.
- Con globos pilotos.* La velocidad ascensional de un globo de goma llenado con hidrógeno es relativamente constante. Conociéndola, basta medir el tiempo que tarda en desaparecer entre las nubes para poder calcular la altura de éstas. De noche sirve, como punto de mira, un farol de papel, que lleva una vela encendida.
- Con telémetro.* Durante el día es ventajoso el empleo de un telémetro, porque permite obtener la distancia de la nube sin mayor esfuerzo.

Existen varios tipos de telémetros, llamados, respectivamente: de coincidencia, de inversión y estereoscópicos. En esencia, se componen de un tubo cilíndrico, dentro del cual la distancia de los ojos del observador es agrandada por medio de un sistema de prismas o espejos, y el poder de su vista por medio de un sistema de lentes. Mirando por los oculares de un telémetro estereoscópico, por ejemplo, se ve proyectada al espacio una escala de distancias. Dirigido el telémetro hacia una nube, y estimada su posición dentro de esta escala, se obtiene la distancia.

Cada telémetro tiene que estar acompañado por un *ecímetro*, o sea un "medidor de inclinaciones", que permite obtener la inclinación de la visual; elemento necesario para el cálculo de la altura de la nube (fig. 133).

Designando la distancia de la nube con D , y la inclinación de la visual con β , la altura A de la nube se obtiene por medio de la fórmula

$$A = D \cdot \text{sen} \beta$$

Así, por ejemplo, si $D = 2320$ m, $\beta = 18^\circ 20'$, la altura de la nube es $A = 2320 \text{ sen } 18^\circ 20' = 2320 \cdot 0.3145 \cong 730$ m.

Tablas numéricas preparadas ex profeso permiten conocer A , en función de D y β , directamente.

d) *Con reflectores.* Durante la noche es ventajoso emplear un re-

flector, alimentado por una corriente de 100 a 500 vatios de intensidad, cuyo poder luminoso es de cinco millones de bujías. Dirigiendo el haz de luz de este reflector verticalmente hacia la nube, se produce una mancha luminosa en su base. Midiendo con un eclímetro el ángulo vertical β bajo el cual aparece esta mancha, y conociendo la distancia L , a la que se encuentra instalado el reflector, la altura A de la nube se calcula por medio de la fórmula:

$$A = L \cdot \operatorname{tg} \beta$$

Para nubes altas conviene que L sea de 400 m; para nubes bajas, sólo de 100 m.

Si, por ejemplo, se ha trabajado con el reflector instalado a 400 m de distancia, y la inclinación de la visual hacia la mancha luminosa fué de $67^\circ 40'$, entonces la altura de la nube es:

$$A = 400 \cdot \operatorname{tg} 67^\circ 40' = 400 \cdot 2,434 \cong 970 \text{ m}$$

Tablas numéricas existen de efectuar este cálculo.

e) *Con radar.* En la actualidad se está generalizando el empleo del radar en la medición de la altura de la nube, con la ventaja de que no hace falta iluminación alguna y que la nube puede encontrarse en cualquier parte del cielo y tener una altura cualquiera. La distancia que suministra el radar tiene un elevado grado de exactitud. Midiendo a la vez la inclinación de la visual, se tienen los dos elementos necesarios para el cálculo. La fórmula empleada es:

$$A = D \cdot \operatorname{sen} \beta$$

136. Dirección y velocidad de movimiento de las nubes. — Utilizando como punto de referencia algún punto alto, alejado —por ejemplo la punta de un poste o de una veleta—, sobre un punto identificado de la nube, pronto se observa si ésta se mueve, y en qué dirección.

Más cómodo resulta todavía el empleo de un sencillo aparato, llamado *nefoscópio*, tal como se ve en la figura 134. Este aparato consta de un par de espejos, superpuestos por sus bases. El superior es planeado; se emplea cuando las nubes son blancas, brillantes. Cada uno de

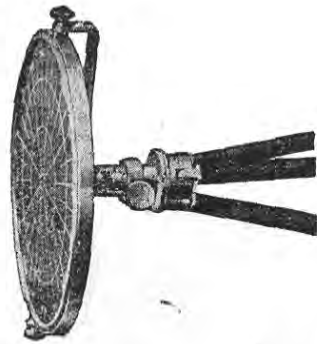


Fig. 134. — Nefoscópio de espejos para la medición de la dirección y velocidad de las nubes.

Designando con a la altura del ojo del observador, con A la altura de la nube, con $e \cong 3n$ el espacio recorrido por su imagen en el espejo, y con E su recorrido real en el espacio, y teniendo presente que $E \cong vt$, o sea velocidad por el tiempo empleado, se tiene que $a : e \cong A : E$, por lo que

$$E = \frac{e}{a} \cdot A \cong vt$$

de donde

$$v = \frac{e}{at} \cdot A$$

Para el caso de que $e \cong 3n$ cm, $\theta \cong 90^\circ$ cm, v t $\cong 10^s$, la fórmula se simplifica, obteniendo:

$$v \text{ m/sec} = \frac{A}{100} \cdot n$$

Si por ejemplo $A \cong 970$ m, n , o sea el número de los intervalos traspasados en $10^s \cong 1.3$, la velocidad de la nube es:

$$v \cong 9,70 \cdot 1,3 = 12,6 \text{ m/sec} = 45,3 \text{ km/hora.}$$

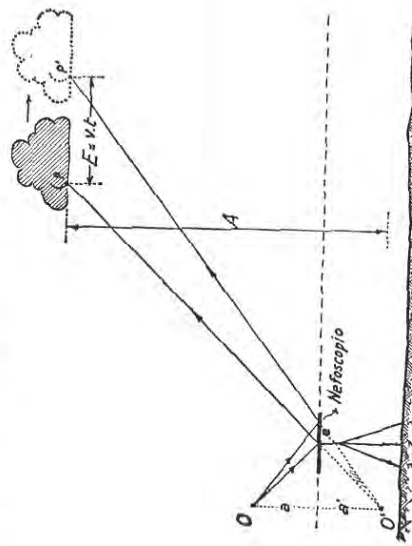


Fig. 135. — Empleo del nefoscópio en la determinación de la velocidad de movimiento de las nubes.

los espejos lleva un haz de 36 rayos, que concuerdan con los principales rumbos geográficos, y un sistema de círculos concéntricos, de 3 cm de equidistancia. Para el trabajo, el aparato tiene que estar horizontal y debidamente orientado. El observador debe situarse de tal manera que su ojo se encuentre a 30 cm de distancia del disco, y que el centro de éste se proyecte sobre algún punto característico de la nube. Pasado algún tiempo, comúnmente 10^s , se observa en qué dirección se ha movido la nube y cuántas circunferencias ha traspasado. Conociendo la altura de la nube, por alguno de los procedimientos descriptos anteriormente, es posible calcular la velocidad de su movimiento (fig. 135).

Designando con a la altura del ojo del observador, con A la altura de la nube, con $e \cong 3n$ el espacio recorrido por su imagen en el espejo, y con E su recorrido real en el espacio, y teniendo presente que $E \cong vt$, o sea velocidad por el tiempo empleado, se tiene que $a : e \cong A : E$, por lo que

$$E = \frac{e}{a} \cdot A \cong vt$$

de donde

$$v = \frac{e}{at} \cdot A$$

Para el caso de que $e \cong 3n$ cm, $\theta \cong 90^\circ$ cm, v t $\cong 10^s$, la fórmula se simplifica, obteniendo:

$$v \text{ m/sec} = \frac{A}{100} \cdot n$$

Si por ejemplo $A \cong 970$ m, n , o sea el número de los intervalos traspasados en $10^s \cong 1.3$, la velocidad de la nube es:

$$v \cong 9,70 \cdot 1,3 = 12,6 \text{ m/sec} = 45,3 \text{ km/hora.}$$

densación, en un ambiente común, caracterizado por una temperatura de $+5^\circ$, presión atmosférica de 675 mm, y humedad específica de 6 gr/kg, o sea una sobresaturación de 0.5 %. A los valores calculados agregamos, a título ilustrativo, el número n de partículas de vapor de agua que componen las gotas.

$r = 10^{-4}$ cm,	$T = 1$ segundos	$n = 2.8 \cdot 10^{10}$
$= 3 \cdot 10^{-4}$ "	$= 9$ "	$= 7.6 \cdot 10^{11}$
$= 10^{-4}$ "	$= 100$ "	$= 2.8 \cdot 10^{13}$
$= 3 \cdot 10^{-3}$ "	$= 14$ minutos	$= 7.6 \cdot 10^{14}$
$= 10^{-3}$ "	$= 1.9$ horas	$= 2.8 \cdot 10^{16}$
$= 3 \cdot 10^{-3}$ "	$= 10$ "	$= 7.6 \cdot 10^{17}$
$= 10^{-4}$ "	$= 54$ "	$= 2.8 \cdot 10^{19}$

La formación de una gota de un diámetro de 2 mm requeriría, de este modo, 54 horas. La observación demuestra, especialmente en el caso de las tormentas, que las lluvias se producen con mayor rapidez. Este solo hecho justifica ya la intervención de un nuevo factor en la formación de las precipitaciones: la *coagulación*.

Las causas que producen la unión de gotitas de agua entre sí, y con ello la formación de gotas de agua, son:

- a) su movimiento browniano;
- b) la turbulencia del aire;
- c) la distinta velocidad de la caída;
- d) la atracción hidrodinámica;
- e) la atracción eléctrica entre ellas.

Las gotitas de agua, igual que las partículas sólidas que se encuentran en el aire, son continuamente chocadas por las moléculas de aire; como consecuencia, efectúan un *movimiento* irregular, caprichoso, llamado *browniano*. Durante este movimiento, naturalmente, chocan también entre sí, quedando unidas después del encuentro.

Análogo es el efecto de la *turbulencia del aire*, o sea de la "intranquilidad" que existe en el aire, debido a las desigualdades térmicas que se producen sin cesar en su seno y lo mantienen en permanente agitación, agitación que facilita el encuentro y la unión de las gotitas.

Mayor importancia tienen, tal como lo demuestra la observación directa, los factores restantes, particularmente la distinta *velocidad de caída*, condicionada por el tamaño de las gotitas. Las gotitas nacen en distintos momentos y en distintos lugares del espacio, y crecen también a distintas velocidades. Su tamaño es, por estas razones, desigual, y desigual es también la velocidad de su caída. Por esta razón, las gotitas grandes alcanzan a las pequeñas, uniéndose con ellas si caen por las mismas trayectorias o por trayectorias muy cercanas.

Por supuesto, gotitas de igual tamaño caen con igual velocidad. Si en determinado momento se encuentran a la misma altura, el espacio entre ellas es reducido, y por consiguiente, la velocidad de flujo de aire a través del mismo incrementada. Pero un fluido en movimiento ejerce menor presión que otro en reposo. A un aumento de velocidad corresponde, pues, una disminución en la presión que ejerce. Por esta razón, las dos gotitas están aparentemente bajo la influencia de una atracción mutua, que tiende a unir las. Llámase este fenómeno *atracción hidrodinámica*. Su intensidad crece sobremanera con el acercamiento de

CAPÍTULO IV

PRECIPITACIONES

A) FORMACIÓN DE LAS PRECIPITACIONES

137. Generalidades. — Por *precipitación* se entiende el agua que en estado líquido, sólido o cristalino cae a tierra; en estado líquido, en forma de gotas y gotitas de agua; en estado sólido, en forma de granos de hielo, y en estado cristalino, en forma de nieve. La caída de gotas de agua produce la lluvia; la caída de gotitas, la llovizna; la caída de los granos de hielo, la granizada y la pedrea, y la caída de los copos de nieve, la nevada.

Las precipitaciones representan, de este modo, el exceso de vapor de agua que hubo en el aire, y que por medio de los procesos de condensación y sublimación fué extraído de sus entrañas y reunido en pequeñas gotitas de agua o cristales de hielo, y que, al proseguir su crecimiento, han alcanzado un peso tal que los ha capacitado para separarse de las nubes y "precipitarse" a tierra.

Esta caída es motivada por la *gravedad*. Por esta razón, todo producto de condensación debería llegar a tierra. Sin embargo, no sucede siempre así. Muchas veces quedan flotando en el aire, sostenidos por las corrientes aéreas, como por ejemplo las gotas y gotitas que forman las nubes. Otras veces se evaporan durante la caída, antes de llegar a tierra, dentro de las capas de aire calientes y relativamente secas que atraviesan.

Entre las precipitaciones deben incluirse también el *rocío* y la *escarcha*, a pesar de que, al depositarse, la eliminación del vapor de agua sobrante del seno de la atmósfera es directa, sin previa formación de gotitas de agua o de cristales de hielo.

138. Formación de las gotas de agua. — Las nubes están formadas por "gotas de agua"; las lluvias, por "gotas de agua". Aquéllas crecen por "adhesión" de partículas de vapor de agua, o sea por el proceso de *condensación*; éstas, por "unión de las gotitas entre sí", proceso llamado *coagulación*. Sólo de esta manera pueden formarse, en un tiempo razonable, gotas de agua de cierta magnitud.

W. Findeisen ha deducido el tiempo T que sería necesario para la formación de gotitas y gotas de agua, de determinados radios r , por el proceso de con-

las gotitas (fig. 136). Se unen sólo gotitas de igual tamaño. Por esta razón, como lo demostró Defant, en una lluvia "prevalecen" las gotas cuyo peso está en relación, como 1:2:4:8, etc. La razón es sencilla: dos gotitas de peso 1, al unirse forman una gotita de peso 2; dos de éstas, una de peso 4, que a su vez, unidas, forman una de peso 8, y así sucesivamente.

La atracción hidrodinámica suele ser debilitada, y a veces hasta anulada, por la repulsión eléctrica que ejercen entre sí las gotitas cargadas de electricidad del mismo signo. Pero anulado el campo eléctrico por una descarga suficientemente potente, acompañada de un fuerte trueno —y por consiguiente, también de una convulsión del aire—, la atracción hidrodinámica se intensifica y la coagulación se acelera. Un incremento de la lluvia, en forma de caída de gotas más grandes, es su consecuencia.

139. Velocidad de caída de las gotas. — Si el espacio fuese vacío, todas las gotas caerían con la misma velocidad, proporcional al tiempo transcurrido, independientemente de su tamaño. Pero el

espacio está ocupado por aire de creciente densidad conforme se aproxima a la tierra. Las gotas, en su caída, tienen que abrirse camino a través de este ambiente. Esto lo consiguen tanto más fácilmente cuanto más pesadas son. Por esta razón, las gotas grandes caen con mayor velocidad que las pequeñas.

La resistencia que las gotas encuentran en el aire crece con la velocidad de la caída. Llega así un momento en que la resistencia iguala a la fuerza motriz del movimiento, representado por el peso de la gota. Desde este momento la velocidad no puede aumentar más; las gotas caen con una velocidad constante, invariable, llamada *velocidad límite*.

Designando con g la aceleración de la gravedad, y con t el tiempo transcurrido desde la iniciación del movimiento, la velocidad de caída, v , en el espacio vacío sería:

$$v \text{ m/sec} = gt = 9.81 \cdot t^{\text{seg}}$$

o sea, aproximadamente, de 10 m al final del primer segundo, 20 m al final del segundo, y así progresivamente.

En el espacio ocupado por aire, la velocidad de caída crece hasta el momento en que el peso, P , de la gota llega a ser igual a la resistencia encontrada, R .

Designando con r el radio de la gota, y con δ' la densidad del agua, entonces se tiene, para el peso de la gota:

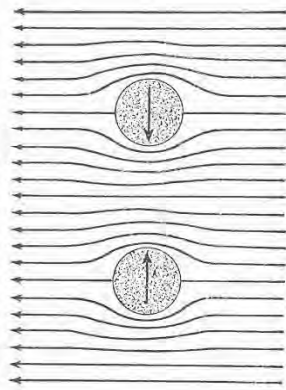


FIG. 136. — Atracción hidrodinámica entre dos gotas, producida por el estrechamiento del espacio disponible para el flujo del aire.

$$P = \frac{4}{3} \pi r^3 \delta' g$$

Para la resistencia se tiene, según Stokes, designando con U el perímetro de la gota, con v la velocidad de caída, y con μ el coeficiente del rozamiento interior de la gota:

$$R = 3 \mu U v = 3 \mu 2 \pi r v$$

Igualando las dos fuerzas se tiene:

$$\frac{4}{3} \pi r^3 \delta' g = 3 \mu 2 \pi r v$$

de donde:

$$v = \frac{2 \delta' g r^2}{9 \mu}$$

Siendo la densidad del agua $\delta' = 1$, $g = 9.81 \text{ m/sec}^2$, y $\mu = 17.3 \cdot 10^{-6} \text{ g/cm sec}$, la velocidad de caída resulta:

$$v = 1.27 \cdot 10^6 r^2 \text{ m/sec.}$$

La fórmula llamada *fórmula de Stokes*, es válida para gotas de mediano tamaño, con radio inferior a 10μ . Para gotas mayores, W. Schmidt estableció una fórmula empírica, válida hasta un radio de 1.5 mm, que reza:

$$v = \frac{10^6 r^2}{0.787 + 503 r^2}$$

Si el radio de la gota es pequeño, el segundo término del denominador puede ser despreciado, con lo cual se obtiene:

$$v = 10^6 r^2 : 0.787 = 1.27 \cdot 10^6 r^2$$

o sea la fórmula de Stokes misma.

Las *velocidades límites* de la caída de las gotas, observadas cerca de la superficie de la tierra, son:

diámetro d	$d = 0.02 \text{ mm}$	$r = 0.01 \text{ mm}$	$v = 0.013 \text{ m/sec}$
$\equiv 0.1$	$\equiv 0.05$	$\equiv 0.26$	$\equiv 0.26$
$\equiv 0.2$	$\equiv 0.10$	$\equiv 0.78$	$\equiv 0.78$
$\equiv 0.4$	$\equiv 0.20$	$\equiv 1.81$	$\equiv 1.81$
$\equiv 1.0$	$\equiv 0.50$	$\equiv 4.25$	$\equiv 4.25$
$\equiv 2.0$	$\equiv 1.00$	$\equiv 5.99$	$\equiv 5.99$
$\equiv 3.0$	$\equiv 1.50$	$\equiv 7.55$	$\equiv 7.55$
$\equiv 4.5$	$\equiv 2.25$	$\equiv 8.00$	$\equiv 8.00$

Estos mismos valores se encuentran representados en la figura 137.

Como lo indica la fórmula de Stokes, la resistencia que una gota de agua encuentra en el aire crece con la velocidad de la caída, y con ella crece también la dificultad de evacuar el aire que choca en su camino.

Por esta razón, frente a la gota se forma un colchón de aire, que obstaculiza la caída. Alcanzada la "velocidad límite", correspondiente a la igualdad entre el peso de la gota y la resistencia encontrada, la gota

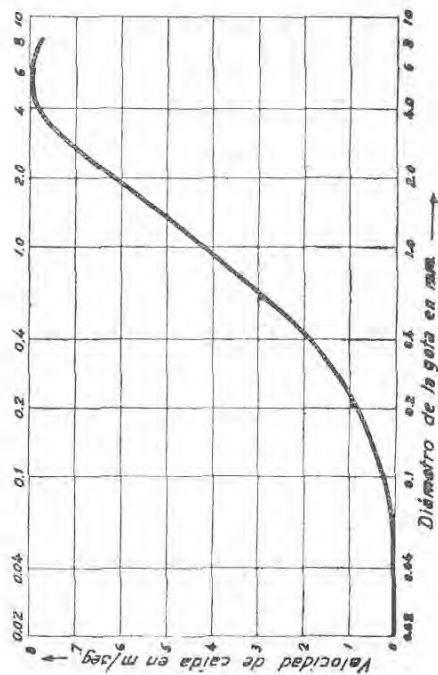


FIG. 137. — Velocidad límite de caída de una gota, en dependencia de su tamaño.

se deforma, achatándose, y se el aumento de velocidad prosigue, hasta se pulveriza (fig. 138). Por esta razón, existe un límite para el tamaño de la gota y otro para la velocidad de su caída que no pueden ser sobrepasados:

El límite de tamaño es $= 4,5 \text{ mm}$;

El límite de velocidad de caída es $= 8 \text{ m/sec}$.

La velocidad capaz de pulverizar las gotas puede provenir también de las corrientes aéreas, tanto verticales como horizontales. De este modo, el viento puede dificultar o retardar la caída de una lluvia. Con corrientes ascendentes de una velocidad de 8 m/sec , no puede caer lluvia. Las gotas de agua están suspendidas en el espacio. Si la velocidad es mayor, hasta son elevadas. Por esta razón, cuando el viento amaina la lluvia se intensifica. Con viento, sólo pueden caer gotas grandes; sin viento, también las pequeñas. Puede decirse, en consecuencia, que:

El viento dificulta la lluvia;

La calma facilita la lluvia.

140. Formación de la nieve. — La formación de la nieve se inicia con el proceso de sublimación, o sea pasando el vapor de agua del estado gaseoso al estado sólido, sin intervención del proceso de condensación. El primer producto de sublimación es el *cristal de hielo*, de forma hexagonal. Si el crecimiento de éste prosigue, se ob-

tiene el *cristal de nieve*¹. El cristal de nieve es tanto más compacto cuanto menos sobresaturado estaba el aire "con respecto al hielo"; y tanto más ramificado cuanto más sobresaturado se encontraba. Hallándose la sobresaturación cerca de la "saturación respecto del agua", los cristales de nieve crecen en todas direcciones, formándose entonces *cristales esféricos*, llamados también *nieve granulada*.

Los cristales de nieve se forman principalmente por coagulación de los cristales de hielo. La unión de los cristales de nieve produce los *copos de nieve*. Las causas que producen esta unión son las mismas que motivan la coagulación de las gotitas de agua, formando gotas.

La unión se produce de la siguiente manera: al chocar dos cristales de nieve se produce calor. Este calor es suficiente para licuar un trocito de ellos. El agua así obtenida es, una vez congelada, la materia que mantiene unidos los dos cristales. En este proceso desempeñan papel de importancia "fuerzas moleculares" de diversa índole.

La caída de los copos de nieve semeja la de pequeños trozos de papel; se verifica de plano, oscilando con respecto a la vertical y girando a la vez (fig. 139). Las velocidades observadas son, en caso de:

copos pequeños $d = 6 \text{ mm}$, $v = 1,1 \text{ m/sec}$
" medianos $= 15 \text{ "}$ $= 1,5 \text{ "}$
" grandes $= 20 \text{ "}$ $= 1,8 \text{ "}$

Para que la nieve pueda llegar a tierra, es necesario que la temperatura del aire atravesado sea inferior a 0° en todo su trayecto. Si es superior, puede derretirse. Muchas lluvias son sólo nieve derretida (fig. 140).

141. Formación del granizo. — El granizo sólo se puede formar en nubes de "desarrollo vertical", o sea en las *nubes de tormenta*, originadas por la elevación de aire caliente y húmedo, dentro de un ambiente inestable, con gradiente térmico superior a $-1^\circ/100 \text{ m}$.

Si el nivel de condensación se encuentra por debajo de la isoterma de 0° , los primeros productos de condensación son gotitas de agua. Estas gotitas son arrastradas por las corrientes verticales, y elevadas dentro del espacio situado encima de esta isoterma, donde se enfrían, aunque *sin* solidificarse, *sin* congelarse, permaneciendo por esta razón en estado de sobresaturación. Si la humedad del ambiente sigue siendo superior a 100% , la eliminación del vapor de agua prosigue, por el proceso de condensación, también en este espacio.

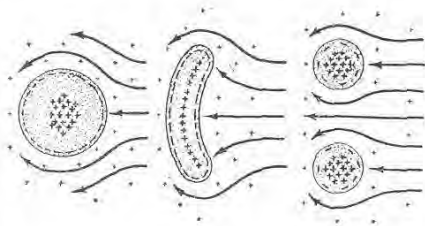


FIG. 138. — Estados sucesivos de la "pulverización" de las gotas. Los signos + y - indican cargas eléctricas.

¹ Ver página 139.

Sólo después de superada la isoterma de -22° se inicia el proceso de sublimación, y con ello la formación de cristales de hielo y de cristales de nieve. Las gotitas en estado de sobrefusión que penetran en esta parte del espacio, en que sólo existe sobresaturación respecto del hielo, mas no respecto del agua, se evaporan, contribuyendo así al crecimiento de los cristales de nieve.

En la figura 141 se encuentran representados gráficamente estos procesos. El aire que se eleva del suelo se enfría progresivamente, hasta alcanzar su "nivel de condensación". Debajo de la nube de tormenta se encuentra, pues, una *capa de aire húmedo*. Entre el nivel de condensación y la isoterma de 0° , el vapor de agua sobrante es eliminado por el proceso de condensación. Esta capa de la nube puede llamarse, en consecuencia, *capa de gotitas de agua*. También más arriba de esta isoterma, y hasta alcanzar la isoterma de -22° , prosigue la condensación, pero la particularidad de esta capa consiste en que las gotitas de agua se encuentran muy enfriadas. Esta es, pues, la *capa de gotitas sobrefusionadas*. Encima de la isoterma de -22° , y hasta la altura del "nivel de equilibrio", la eliminación del vapor de agua sólo prosigue por el proceso de sublimación, formando cristales de hielo. Esta parte de la nube se llama, por consiguiente, *capa de cristales de hielo y de nieve*.

Terminado el crecimiento de la nube, forzosamente se produce el



Fig. 140. — La nieve, cayendo a través de aire caliente, se llena y llega a la superficie de la tierra como "aguanieve" o "lluvia".

debilitamiento de las corrientes verticales. El efecto se manifiesta primero en la cúspide de la nube, cerca del "nivel de equilibrio". Los

cristales de nieve, reunidos ya en menudos *copos*, y transformados en parte en *nieve granulada*, se hunden cada vez con mayor velocidad, penetrando de este modo en la capa media, llena de gotitas sobrefusionadas. El choque con ellas es suficiente para captarlas y congelarlas. Su transformación en un granito de hielo es inmediata en caso de gotitas pequeñas, y un tanto retardada en caso de gotitas mayores, debido a la mayor cantidad de "calor de congelación" libertado en este proceso. La nieve granulada pronto es envuelta así por una capa de granitos finísimos, algo espaciados entre sí, transformándose de este modo en *granizo blando*, desmenuzable todavía con los dedos. A medida que estos granos caen, crecen rápidamente, ya que las gotitas que encuentran en el trayecto son cada vez mayores. El agua que éstas encierran tiene tiempo de desparramarse por el grano, antes de congelarse. En esta fase de formación del granizo ya no quedan espacios libres; el

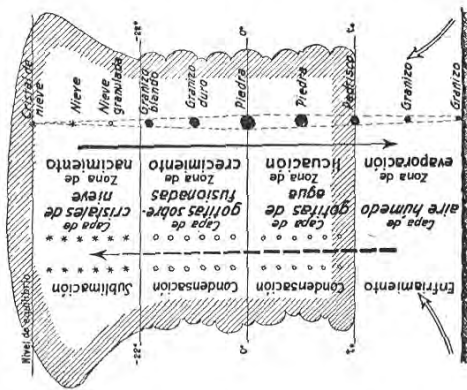


Fig. 141. — Capas y zonas en que puede dividirse una nube de tormenta. Fases que atraviesa un grano de piedra desde su formación hasta su licuación.

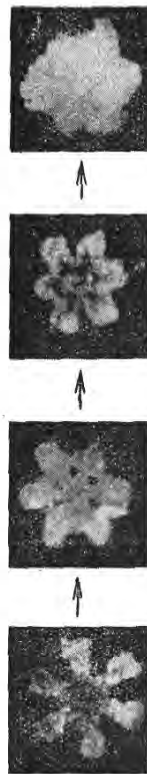


Fig. 142. — Adhesión de gotitas de agua sobrefusionadas a un cristal de nieve, formando primero "nieve granulada" y más adelante "granizo blando".

grano adquiere cada vez mayor consistencia, transformándose progresivamente en *granizo duro*. El crecimiento de este grano depende principalmente del tiempo que tarda en atravesar la nube. Si durante esta travesía las corrientes verticales lanzan contra él las gotitas líquidas que se encuentran en la parte inferior de la nube, su crecimiento es rápido. El agua que contienen estas gotitas se desparrama por el grano, y después de enfriarse se congela, cubriéndolo así con una capa de hielo transparente. De este modo, el grano se transforma, primero

en *pedrisco*, y si las condiciones para su crecimiento siguen siendo favorables, también en *pedra*, pudiendo alcanzar considerables dimensiones. Atravesada definitivamente la isoterma de 0° y penetrado ya en una capa de aire relativamente caliente, principia la *licuación* de la *pedra*, proceso que se intensifica progresivamente, hasta el momento en que se estrella contra el suelo. La parte licuada se evapora. Por esta causa, la *pedra* disminuye de tamaño, transformándose primero en *pedrisco*, y si el proceso perdura suficiente tiempo, en *granizo*. Cuando la temperatura de la capa aérea que cubre el suelo es elevada, el granizo puede derretirse totalmente, disgregarse por completo y precipitarse a tierra en forma de grandes *gotones*.

También en esta fase de evolución de una nube de tormenta pueden distinguirse varias "capas", igual que en la fase de su crecimiento. La capa superior, llena de cristales de nieve, puede llamarse *zona de nacimiento* del granizo. La capa media, ocupada por gotitas sobrefusionadas, que al ser chocadas se adhieren al grano, solidificándose a su vez, puede designarse como *zona de crecimiento* del granizo. La capa baja, que contiene gotitas de agua que con su calor contribuyen a licuar el granizo, *zona de licuación*. Y por último, la capa de aire debajo de la nube, *zona de evaporación* del granizo.

Para la comprensión del fenómeno de *congelación de las gotitas de agua*, consideremos que la gotita chocada tuviera un volumen de 1 cm^3 , por consiguiente, una masa de 1 gramo, y que su temperatura fuese de -10° . Cuando esta gota se ha solidificado totalmente, quedaron libertadas, en forma de "calor de congelación", 80 calorías. El empleo que se ha hecho de este calor es el siguiente: 10 calorías se han gastado en elevar la temperatura de la gota de -10° a 0° , y las 70 restantes en la evaporación de una pequeña parte de ella. Para evaporar un gramo de agua se requieren 590 calorías. Las 70 calorías se gastan, por consiguiente, en la evaporación de $1/12$ de gramo. La evaporación de más o menos una décima parte de una gotita es, por esta razón, suficiente para producir su congelación.

El espacio que las gotitas atraviesan mientras se prepara su congelación depende de su tamaño, y es aproximadamente el siguiente:

radio $r = 2 \text{ mm}$;	diámetro $d = 4 \text{ mm}$;	espacio $E = 69 \text{ m}$
$= 1 \text{ "}$	$= 2 \text{ "}$	$= 34 \text{ "}$
$= 0.5 \text{ "}$	$= 1 \text{ "}$	$= 17 \text{ "}$
$= 0.2 \text{ "}$	$= 0.4 \text{ "}$	$= 7 \text{ "}$
$= 0.1 \text{ "}$	$= 0.2 \text{ "}$	$= 3 \text{ "}$

La *velocidad de caída* de un grano de hielo crece también sólo hasta el instante en que la resistencia que encuentra en el aire iguala a su peso. Desde este momento ella es "constante", y, como es natural, tanto mayor cuanto más grande es el grano. Mediciones directas permitieron establecer la siguiente fórmula, dependiente del diámetro D del grano:

$$V \text{ m/sec} = 8.8 \sqrt{D \text{ cm}}$$

fórmula que da para:

$D = 1$	2	3	4	6	8	10 cm ;
$V = 8.8$	12.4	15.2	17.6	21.5	24.9	27.8 m/sec

Piedras de 8 cm de diámetro, o sea del tamaño de una naranja, caen con frecuencia. La piedra más grande de que se tiene noticia cayó en China. Pesaba $4 \frac{1}{2} \text{ kg}$. Tenía, por consiguiente, el tamaño de un melón, o sea un diámetro de unos 20 cm.

El tiempo que los granos de hielo tardan en llegar a tierra depende de la intensidad de las corrientes verticales. Si la velocidad de éstas es "menor" que la velocidad de su caída, la caída es retardada; si es "mayor" transformada en elevación. La caída de un grano es, por esta razón, un fenómeno complejo. La alternación de capas opacas y capas transparentes que frecuentemente se observa en su envoltura, es un indicio de que pasó repetidas veces la isoterma de 0° en una y en otra dirección (fig. 143).

142. Formación del rocío. — Durante la noche, la superficie de la tierra y los objetos y plantas que la cubren se enfrían. Sin embargo, el enfriamiento es desigual; depende de la forma de los objetos, de su calor específico y de la mayor o menor facilidad con que es reemplazado el calor irradiado por el calor que sube del suelo. Por su contacto con la superficie de la tierra, también se enfría el aire cercano a ella. Si este enfriamiento pasa del "punto de rocío", se produce un pequeño excedente de vapor en el aire, que se adhiere en los puntos de mayor enfriamiento. Esta condensación del vapor de agua en la superficie de la tierra, en forma líquida y en un ambiente de temperatura superior a 0° , se llama *rocío*.

La cantidad de rocío que se forma depende de la humedad del aire y del descenso de temperatura que se ha operado. El viento, con la mezcla de aire que produce, dificulta su formación.

La cantidad de agua que el rocío suministra es relativamente pequeña: término medio, de 0.1 a 0.3 de mm. En un año, el reino vegetal obtiene así una cantidad de agua que puede estimarse en unos 30 a 50 mm.

La formación de rocío en los desiertos tiene gran importancia, porque es casi la única fuente de provisión de agua para las plantas. La intensidad del rocío suele ser allí considerable; no tanto por la humedad del aire, que es moderada, como por el acentuado descenso de la temperatura que se produce durante la noche.

Donde la humedad es grande, como por ejemplo en las islas tropicales, es también grande la cantidad de rocío que se forma. Por la mañana, los árboles chorrean agua, sin que haya nubes en el cielo.

143. Formación de escarchas. — Si la humedad del aire es tan reducida que su "punto de rocío" se encuentra por debajo de 0° , entonces la pequeña cantidad de vapor sobrante que se produce, cuando se enfría el suelo, y por su intermedio el aire que lo cubre, se deposita en la superficie de la tierra, no ya en forma de agua, sino de hielo. Este depósito del vapor de agua, en forma cristalina, que se produce en un ambiente de temperatura inferior a 0° , se llama *escarcha*.

El paso del vapor de agua del estado gaseoso al estado sólido puede ser directo,

y verificarse sólo por el proceso de sublimación. Esta posibilidad existe, cuando el ambiente llega a ser muy frío y el grado de humedad tal que el aire esté sobrecalentado respecto del hielo, pero **no** respecto del agua. Siendo desigual el enfriamiento



FIG. 143. — Granizo en tamaño natural. En algunos se observan cáscaras transparentes, formadas por la congelación de gotitas de agua, chocadas durante su caída.

miento de la superficie de la tierra, existen centros esporádicos que desempeñan el papel de "núcleos" para la formación de cristales de hielo. La escarcha así obtenida tiene gran semejanza con la nieve. Se la denomina *escarcha cristalina*. Se forma sin nubes y sin neblina.

En montañas, donde la superficie de la tierra puede estar en contacto con las nubes, la escarcha no sólo se forma por sublimación del vapor de agua, sino también por adhesión de pequeñas gotitas sobrefusionadas, que luego se congelan, o por adhesión de cristales de hielo y de nieve. Si la nube es de nieve, el viento pega los cristales con-

tra los objetos que se le oponen, formando con ellos la llamada *escarcha de nieve*. Cuando esta escarcha es iluminada por el sol, se tiene ante la vista uno de los fenómenos más bellos de la Naturaleza.

Si la nube está formada por gotitas de agua sobrefusionadas, éstas, al chocar contra los objetos, se congelan, quedando adheridas como granitos de hielo. La escarcha así formada, debido a los vacíos que quedan entre los granitos, es opaca y blanda. Puede ser desmenuzada con los dedos. Tiene mucha semejanza con el "granizo blando", por lo cual se la denomina *escarcha o cencellada blanda*. La temperatura que más facilita su formación es de -10° .

Si las gotitas son mayores, su congelación es algo retardada por el calor libertado, de manera que tienen tiempo de extenderse por el objeto antes de solidificarse. La escarcha así formada es ya más compacta, más lisa, de aspecto liso. Tiene mucha semejanza con el "granizo duro", por lo cual se la llama *escarcha o cencellada dura*.

Puede formarse escarcha también, cuando la temperatura de la nube es superior a 0° , siempre que la de la superficie de la tierra sea inferior a 0° . Las gotitas se desparraman por el suelo y se congelan, a medida del enfriamiento que experimentan, debido al contacto con la superficie, y en mayor escala todavía, a causa del enfriamiento producido por la evaporación, favorecida por el viento. De este modo, la lluvia misma puede producir una escarcha. De ahí su nombre: *escarcha de lluvia*. Esta escarcha es transparente, de superficie lisa, pulida y de aspecto vítreo (fig. 151).

La cantidad de escarcha que se puede formar en condiciones apropiadas —viento fuerte y persistente, nube o neblina densa, formada por gotitas o cristales de nieve ya crecidos— es muy grande. Si se produce en primavera, cuando la vegetación está adelantada, puede ocasionar considerables daños. Bajo su peso se doblan árboles, y son aplastados bosques enteros.

En la figura 144 se encuentran representadas las condiciones atmosféricas propicias para la formación de las distintas escarchas.

B) ACUMULACIÓN DE HIELO SOBRE LOS AVIONES

144. Condiciones que favorecen la formación de hielo. — Ciertas partes del avión, especialmente las expuestas al viento, como ser: los bordes de ataque de las alas y del timón, las palas de la hélice, las tomas de aire, los parabrisas y la antena de la radio, suelen cubrirse de hielo cuando atraviesa nubes de nieve o de gotitas de agua sobrefusionadas. Las defensas contra esta acumulación de hielo no son todavía absolu-

tamente eficaces, de manera que desde el momento en que se inicia su formación, el vuelo resulta cada vez más difícil y peligroso. Frecuentemente

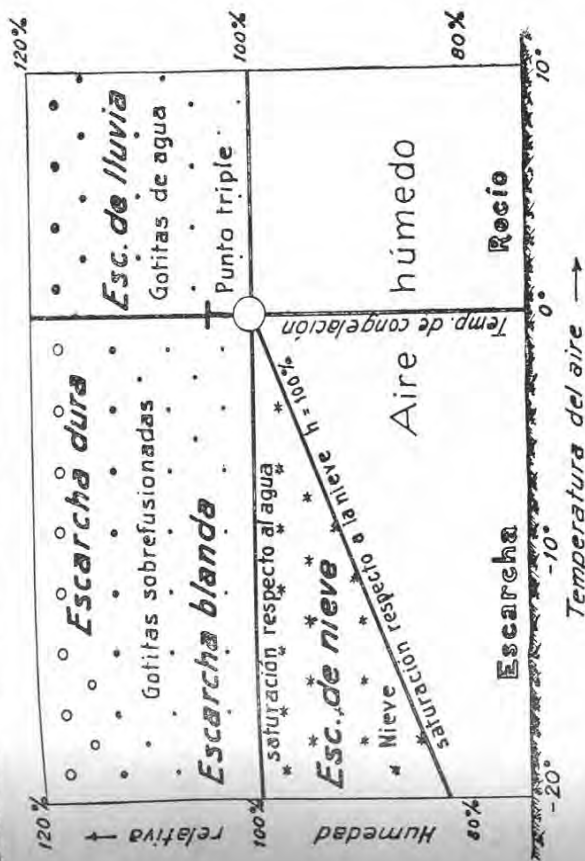


Fig. 144. — Condiciones atmosféricas propicias para la formación de las distintas clases de escarchas.

mente no hay otra alternativa que aterrizar, si todavía se está a tiempo. Muchos accidentes fatales se deben a la tardanza en realizar esta operación.

Para que pueda formarse hielo sobre los aviones, debe haber exceso de humedad en el aire, en forma de vapor de agua, cristales de nieve o gotitas sobrefusionadas. Además debe reinar baja temperatura, de manera que la temperatura exterior del avión sea inferior a 0°. Esto ocurre cuando se vuela alto, o cuando se ha descendido de una capa aérea muy fría y el avión no ha tenido tiempo aún para acomodarse a la temperatura del ambiente. En último término, el avión se puede enfriar bajo 0° también por la evaporación de una delgada capa de agua, producida por una lluvia, de temperatura cercana a 0°. En general, el hielo se forma en un ambiente sobrefusionado, en temperaturas bajas, comprendidas entre +3° y -30°. La temperatura más favorable parece ser -6°.

Como se ve, el HIELO que se forma sobre los aviones es la misma precipitación que en meteorología se designa con el nombre genérico de ESCARCHA. En efecto:

se forma *escarcha* cuando cristales de nieve o gotitas de agua sobrefusionadas, arrastradas por el viento, chocan contra algún objeto. Y se forma *hielo* cuando el objeto —en este caso el avión, impulsado por la fuerza de su motor— choca contra un mar de cristales de nieve o gotitas de agua sobrefusionadas.

145. **Influencia del hielo sobre el avión y el vuelo.** — La influencia del hielo formado, sobre el avión y el vuelo, es múltiple. Los efectos más peligrosos son:

- El rendimiento del motor disminuye a medida que el hielo obstruye la entrada del aire en el carburador;
- El instrumental queda fuera de servicio, debido a la obturación de la toma de aire;
- La mariposa se endurece, quedando inmovilizado el acelerador;
- La resistencia al avance se agranda, debido al aumento del peso del avión;
- El perfil de las alas se modifica, las calidades aerodinámicas del avión disminuyen;
- También cambia el perfil de las palas de la hélice, reduciéndose su eficacia;
- Al desprenderse hielo de las palas, éstas se desequilibran, produciéndose vibraciones peligrosas;
- El manejo de los comandos queda dificultado, si no imposibilitado;
- El tren de aterrizaje, si es retráctil, puede quedar inmovilizado;
- El parabrisas se cubre de hielo, impidiendo la visibilidad;
- La antena puede cortarse, por el peso del hielo;
- El hielo forma "puentes" por encima de los aisladores, dificultando las radiocomunicaciones.

146. **Clasificación del hielo formado.** — El hielo que se forma en los aviones puede ser denominado según la naturaleza de los productos de condensación de las nubes en que se acumula. Si la nube está compuesta de cristales de nieve, el nombre del hielo debe ser: *escarcha de nieve*. Si está formada por gotas de agua de temperatura superior a 0°, corresponde llamarlo *escarcha de lluvia*. Se carece de un término apropiado para designar la escarcha que se forma dentro de una nube de gotitas sobrefusionadas. Las variantes de esta escarcha son: la *escarcha blanda* y la *escarcha dura* (fig. 144).

a) **ESCARCHA DE NIEVE.** — El hielo del tipo de "escarcha de nieve" se forma en una nube de nieve, en un ambiente muy frío, cercano a -10°, y con un grado de humedad tal que el aire está sobresaturado sólo

respecto del hielo, pero no respecto del agua. Debido a la gran velocidad del avión, los cristales de nieve chocados se adhieren fuertemente a éste, formando así una escarcha cristalina áspera, parecida a la nieve. Su desprendimiento ofrece bastante resistencia.

b) ESCARCHA BLANDA. — El hielo del tipo de "escarcha blanda" se forma en una nube de temperatura inferior a 0° , en la que el aire está sobresaturado respecto del agua, de manera que las gotitas de agua que se componen están en estado de sobrefusión. En tal medio, las gotitas chocadas por el avión se congelan rápidamente. Los bordes de ataque del avión se cubren, por esta razón, de una capa de hielo rugosa, opaca, de superficie áspera, un tanto granulosa, no muy bien adherida, y algo blanda, debido a los pequeños espacios libres que quedan entre las gotitas congeladas.

c) ESCARCHA DURA. — El hielo en forma de "escarcha dura" se deposita, sobre un avión, en un ambiente de temperatura cercana, aunque todavía inferior, a 0° , cuando las gotitas de agua sobrefusionadas que contiene la nube son relativamente grandes. Estas gotitas, al ser chocadas no se congelan inmediatamente, por la considerable cantidad de calor que queda libertado, de manera que tienen tiempo de despararse por el avión antes de congelarse. La capa de hielo que así se forma es compacta, dura, algo transparente y lisa. Suele estar fuertemente adherida al avión. Esta escarcha es el mayor peligro para el vuelo (fig. 145).

d) ESCARCHA DE LLUVIA. — El hielo del tipo de la "escarcha de lluvia" puede formarse de dos maneras:

1. Si un avión cuya temperatura es inferior a 0° —caso frecuente, después de un descenso rápido desde gran altura— atraviesa una nube de agua, o si está expuesto a una lluvia, las gotitas se desparraman por él, congelándose a medida de su enfriamiento, debido a la pérdida de calor por evaporación, cubriéndose de esta manera con una escarcha transparente, lisa, dura y compacta, de aspecto vidrioso.

2. Igual escarcha se puede formar, aun cuando la temperatura del avión sea algo superior a 0° , siempre que la pérdida de calor producida por la evaporación parcial del velo de agua originado por las gotas desparramadas sea suficiente para reducir su temperatura por debajo de 0° .

Para que pueda formarse escarcha de un determinado tipo, la temperatura del aire y la naturaleza de los productos de condensación deberán ser iguales en toda

la trayectoria del avión dentro de la nube. Esta condición, raras veces se cumple. En consecuencia, la escarcha formada no suele ser de un solo tipo. Prevalce una mezcla de ellas.

147. Nubes propicias a la formación de hielo. — Nubes "propicias" a la formación de hielo son las nubes medias, limitadas por las isotermas de 0° y -22° , que se encuentran en nuestro medio geográfico entre 2

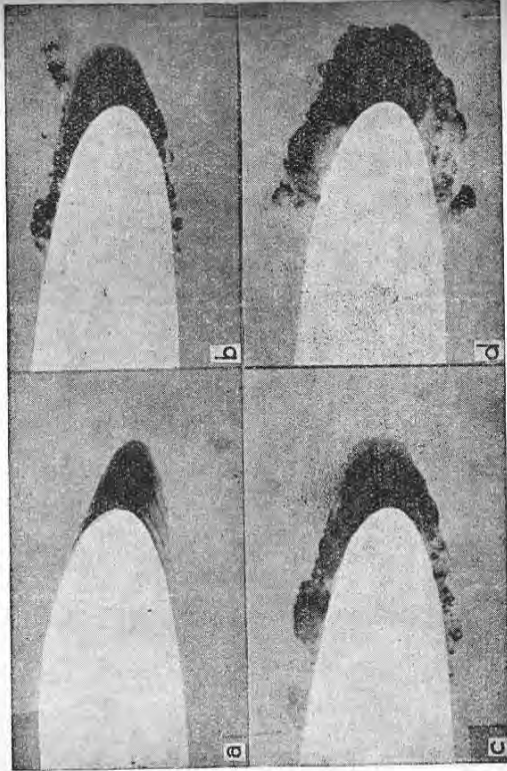


Fig. 145. — Formación progresiva de una "escarcha dura" sobre el borde de ataque de las alas.

y 6 km de altura, aproximadamente, formadas por gotitas de agua en estado de sobrefusión. Estas nubes son las altostratus, stratocumulus y nimbostratus.

También atravesando otras nubes se puede formar hielo, siempre que la exigencia fundamental —temperatura del avión, inferior, o por lo menos cercana, a 0° —, esté cumplida. Aun atravesando espacio sin nubes se puede formar hielo, pasando el vapor de agua sobrante al estado sólido directamente, por el proceso de sublimación, depositándose como escarcha cristalina sobre el avión. La importancia de esta formación, desde luego, es pequeña.

La cantidad de hielo que se forma sobre un avión depende de la masa de aire afectada por el avión, y luego de las condiciones hídricas de la misma. Cuanto más velozmente se vuela, más rápida es la formación de hielo. Nubes densas producen escarchas espesas; nubes ralas, escarchas delgadas.

Volando, por ejemplo, a una velocidad de 360 km/hora = 100 m/sec, 1 cm² de la superficie frontal del avión atraviesa un espacio de 1 m³ en 100 segundos. En consecuencia, si la nube atravesada contiene, en forma de gotitas, 2 gramos de

agua por metro cúbico, en sólo 50 segundos se forma una capa de hielo de 1 cm de espesor. Si se duplica la velocidad de vuelo, este tiempo se reduce a la mitad, o sea a 25 segundos.

148. Vuelo en condiciones que favorecen la formación de hielo. — Teniendo en cuenta las condiciones en que suele formarse hielo sobre los aviones, pueden deducirse las siguientes *directivas* para el vuelo:

a) Volar a través de un espacio frío, de temperatura inferior a 0° , y estar expuesto a una lluvia, es extremadamente peligroso, porque la lluvia se hiela al tomar contacto con el avión, pudiendo formarse así, en poco tiempo, una gran cantidad de hielo.

b) Descender desde gran altura y con mucha velocidad a través de una nube es peligrosísimo, porque el avión conserva todavía la baja temperatura, lo que facilita la formación de hielo.

c) El cruce de una nube favorable a la formación de hielo conviene efectuarlo lo más rápidamente posible, tratando por todos los medios de ganar altura.

d) Si la masa nubosa es muy potente, de manera que no puede ser sobrevolada, conviene atravesarla en el sentido de su menor extensión.

e) Atravesar una nube de temperatura muy baja, por ejemplo entre -10° y -22° , es inofensivo, porque contiene pocos productos de condensación, de manera que la cantidad de hielo que se puede formar es pequeña.

f) Cuanto más alto se vuelva, menor es el peligro de que se forme hielo en cantidad peligrosa.

g) En invierno conviene volar un par de centenares de metros "por encima" de las nubes capaces de producir hielo; o por lo menos, volar a una altura en que la temperatura del aire es ya inferior a -15° .

h) En verano es aconsejable volar "por debajo" de las nubes peligrosas, o sea a poca altura, aprovechando la temperatura elevada de la capa atmosférica cercana al suelo, siempre que las condiciones orográficas lo permitan.

Hay que tratar de salir con la mayor rapidez de la zona de formación de hielo; por eso, ¡VUELESE LO MÁS VELOZMENTE QUE SEA POSIBLE!, y si hay ya acumulación de hielo en el avión, ¡¡¡ATÉRRICISE MIENTRAS SE PUEDA!!!

149. Protección técnica contra la formación de hielo. — Para impedir la formación de hielo, la industria aeronáutica ha ideado varios procedimientos.

a) **PROCEDIMIENTO MECÁNICO.** — Consiste en acomodar neumáticos en los bordes de ataque del avión. Con su inflado y desinflado alternados se consigue aflojar el hielo formado y desprenderlo del avión. El inconveniente de este procedimiento consiste en la modificación de las condiciones aerodinámicas del perfil de las alas, pues aumentan la resistencia en un 15 % si están desinflados, y en 100 % si están inflados.

b) **PROCEDIMIENTO QUÍMICO.** — Consiste en untar los bordes de ataque de la hélice con un fluido especial, que permanece en estado líquido aun a temperaturas muy bajas, de manera que el hielo no puede adherirse a ellos. Esta película protectora tiene que ser renovada continuamente, porque el viento y la lluvia la destruyen con facilidad, exigencia que es difícil cumplir.

b) **PROCEDIMIENTO TÉRMICO.** — Consiste en el calentamiento de los bordes de ataque, sea por una corriente eléctrica o por el calor de los gases de escape, de manera que se derrita la capa de hielo en contacto con el avión, desprendiéndose en consecuencia todo el hielo formado. Si bien la cantidad de calor necesario es grande —80 calorías por cada centímetro cúbico de hielo a derretir—, este procedimiento da buen resultado, siempre que se elija para los bordes de ataque un material adecuado, de poca resistencia eléctrica y de escaso calor específico.

Es necesario calentar también los vidrios de la cabina, la toma de aire y la tubería del instrumental.

Uno de los elementos vitales del avión es el CARBURADOR. Su funcionamiento no puede ser interrumpido, ni aun aminorado, sin grave peligro para el vuelo. Por esto el carburador exige una atención especial cuando se vuela en condiciones propicias para la formación de hielo.

Una buena carburación exige una relación constante entre la cantidad de aire aspirado y la cantidad de combustible pulverizado, y una perfecta mezcla entre estos dos elementos, la que sólo se consigue a temperatura algo elevada. La formación de hielo en la tubería de aspiración disminuye la cantidad de aire que penetra en el carburador, con lo cual la mezcla detonante resulta demasiado rica, su combustión retardada, y en consecuencia, disminuido el rendimiento del motor. La rapidez con que se forma el hielo aumenta con la cantidad de gotitas sobrefusionadas que hay en el aire. También es perjudicial la baja temperatura del aire que penetra en el carburador, porque dificulta la evaporación de la nafta, y con esto la formación de una mezcla detonante perfecta. Todas estas circunstancias son agravadas por el hecho de que la vaporización del combustible insume mucho calor, con lo cual se facilita la formación de hielo. Por estas razones puede ya formarse hielo en el carburador cuando la temperatura del ambiente es todavía cercana a $+18^{\circ}\text{C}$.

La *defensa del carburador* contra la formación de hielo consiste en el calentamiento de la cámara de combustión y de las tuberías de admisión con agua o aceites calientes, o con el calor de los gases de escape por una parte, y por otra, en la preparación de una mezcla no congelable, que se consigue inyectando alcohol al carburante, en el momento de su pulverización.

150. Protección meteorológica contra la formación de hielo. — La formación de hielo sobre el avión puede ser evitada *no volando* a través de nubes que puedan producirlo. Los servicios meteorológicos de los campos de aviación pueden señalar a los aviadores las alturas y las capas de nubes peligrosas para el vuelo, en que es probable la formación de hielo. Asimismo, pueden indicar las alturas convenientes para el vuelo, inclusive la ruta a seguir, por las que, según toda probabilidad, el avión no corre ningún peligro.

Para poder prestar esta ayuda, el servicio meteorológico tiene que estar informado sobre las condiciones atmosféricas reinantes en las distintas alturas, especialmente en lo que se refiere a temperatura, grado de humedad, nubosidad y naturaleza de los productos de condensación. Esta información se puede obtener:

- por medio de aviones de exploración;
- " " sondes meteorológicos completos;
- " " " observaciones de altura.

Si no es posible obtener esta información, resulta útil el conocimiento de las condiciones atmosféricas imperantes en el suelo. Con estos datos y con la ayuda del diagrama de Neuhoff pueden ser deducidas con bastante aproximación las temperaturas que reinan en los distintos niveles, particularmente en el nivel de condensación. Las temperaturas así deducidas permiten opinar sobre la naturaleza de los productos de condensación existentes, y su mayor o menor peligrosidad para la formación de hielo. Especial valor tiene el conocimiento de la altura de la isoterma de 0° .

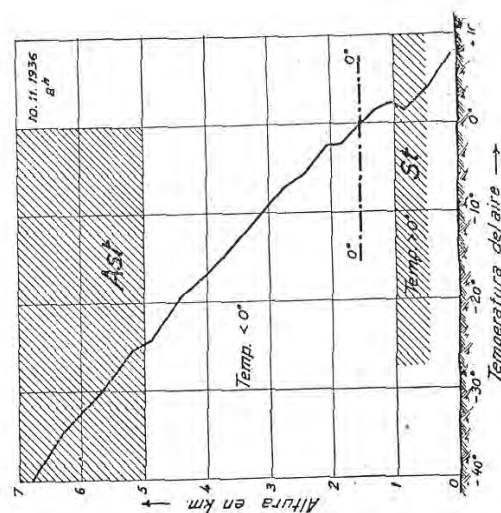


FIG. 146. — Ningún peligro de formación de hielo. La nube St es demasiado caliente y la nube NbSt demasiado seca para que pudiera formarse hielo en cantidad apreciable.

A continuación presentamos cuatro estados de tiempo registrados en el campo de aviación de Le Bourget, Francia, sacados del *Manuel de météorologie du pilot, de G. Delebant y A. Viaut*, que ilustran bien sobre la utilidad que el servicio meteorológico puede prestar a la aviación.

1er caso (fig. 146). — Existen dos nubes stratus, una entre 500 y 1000 m de altura, designada con St, y otra, más voluminosa, encima de los 5000, designada con NbSt. En la primera nube "no puede haber" formación de hielo, porque su temperatura es superior a 0° . Sólo si el avión penetrara en esta masa muy enfriado, como resultado de un rápido descenso desde gran altura, "podría haber" peligro de tal formación. En la nube NbSt "puede" haber formación de hielo, pero sólo en pequeña cantidad. Debido a la baja temperatura reinante, inferior a -25° , no puede haber en ella muchos productos de condensación. El hielo que se formaría sería "escarcha de nieve", entremezclada con "escarcha cristalina".

2º caso (fig. 147). — En la nube St, de poca altura, no hay que temer la formación de hielo. Su elevada temperatura, término medio $+5^{\circ}$, lo impide. No así en la gran masa nubosa NbSt, que se extiende entre 1000 y 5000 m de altura. Esta nube representa un caso típico de nube peligrosa para la aviación. Desde la isoterma de 0° , o sea desde 1200 m de altura para arriba, el peligro de que se forme

hielo es sumamente grande. El avión que penetrara en esta masa pronto quedaría afectado por una escarcha formada por las gotitas sobrefusionadas que contiene la nube, adquiriendo así las características de una "escarcha blanda" o "dura", según la altura del vuelo.

3er caso (fig. 148). — Hay una sola nube entre los 4 y 5 km, Ast, compuesta de gotitas de agua sobrefusionadas. Volando a través de esta masa se forma hielo, del tipo de "escarcha blanda". Pero también debajo de esta nube existe peligro, siempre que llueva desde la nube, excepto en el espacio entre 700 y 2000 m, limitado, tanto en su base como en su techo, por la isoterma de 0° , porque la temperatura es superior a 0° . El peligro consiste en que al ser chocadas las gotitas de agua se congelarían, formando a la larga una "escarcha" en los bordes de ataque del avión. La altura más favorable para el vuelo se encuentra, en este caso, a 1300 m de altura.

4º caso (fig. 149). — Existe una nube St entre 200 y 1000 m de altura. Peligro de formación de hielo sólo existe dentro de la capa comprendida entre los 200 y 700 m de altura, porque dentro de ella reina una temperatura inferior a 0° . Volando más alto que 700 m, no existe peligro alguno; la temperatura es superior a 0° .

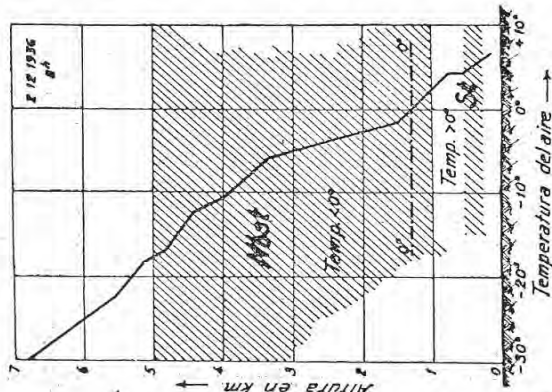


FIG. 147. — En la nube St no se puede formar hielo porque su temperatura es elevada. En oposición, la nube NbSt es peligrosísima desde la isoterma de 0° para arriba.

C) CARACTERÍSTICAS DE LAS PRECIPITACIONES

En la descripción que sigue se tuvo en cuenta, en lo posible, el trabajo de TOR BERGERON: *Definición de los hidrometeoros*. No existiendo todavía una terminología adecuada en idioma español, se dan también las respectivas designaciones en las otras lenguas —inglés, francés, italiano y alemán—, entresacadas del *Diccionario Meteorológico*, en seis idiomas, del mismo autor.

151. La lluvia. — Por "lluvia" se entiende, en general, toda precipitación que llega a la superficie de la tierra en forma líquida. El tamaño de las gotas de lluvia oscila entre

0,15 y 4,5 mm de diámetro; la velocidad de caída, entre 0,5 y 8,0 m/sec.

Las principales variedades de lluvia son:

a) LLUVIA (en inglés: RAIN; en francés: PLUIE; en italiano: PIOGGIA; en alemán: REGEN); suele ser de mediana duración y de mediana densidad. Abarca superficies de regular extensión. Se compone de gotas mayores de 0,5 mm de diámetro, que caen con una velocidad superior a 3 m/sec. La nube que la genera es la nimbostratus. Según su mayor o menor intensidad, se las denomina *lluvia fuerte, moderna o liviana*.

b) LLUVIA GENERAL (in-

gl.: STEADY RAIN, o CONTINUOUS RAIN; fr.: PLUIE ÉTENDUE o CONTINUE; it.: PIOGGIA GENERALE o CONTINUA; al.: LANDREGEN); es una lluvia de larga duración (de 3 a 48 horas) y de mucha densidad (de 10 a 200 mm), que abarca grandes extensiones, comúnmente provincias o países enteros. Es lluvia producida por la elevación de masas aéreas calientes y húmedas. La elevación puede ser "activa", o sea efectuada por sus propios medios, escalando una masa aérea fría que se encuentra en su camino, o "pasiva", siendo elevada ella misma por una masa aérea fría que avanza, sin que el gradiente térmico sea superadiabático. Aquéllas son lluvias producidas en el "frente caliente" (fig. 128); éstas, en el "frente del pampero" (fig. 130). Las nubes que originan las lluvias generales son las nimbostratus y las altostratus precipitans. Estas lluvias son muy frecuentes en las altas latitudes, como la Patagonia, Tierra del Fuego y sur de Chile, especialmente durante la estación de invierno, y particularmente de noche. En los mares ocurren en verano. Las gotas que las componen son relativamente grandes.

c) LLOVIZNA (ingl.: DRIZZLE; fr.: BRUINE; it.: PIOVIGGINE; al.: NIESELN); suele ser también de larga duración, pero siempre es de poca densidad, no pasando de 1 mm por hora. Las lloviznas se producen en igualdad de condiciones que las lluvias generales, pero las masas aéreas de que provienen, o no son muy húmedas o no fueron elevadas muy alto. En general, las lloviznas son precipitaciones uniformes, formadas sólo por gotitas menores de 0,5 mm de diámetro, las que, debido a la pequeña velocidad de caída que tienen (inferior a 3 m/sec), parecen flotar en el aire, expuestas a ser arrastradas por el viento.

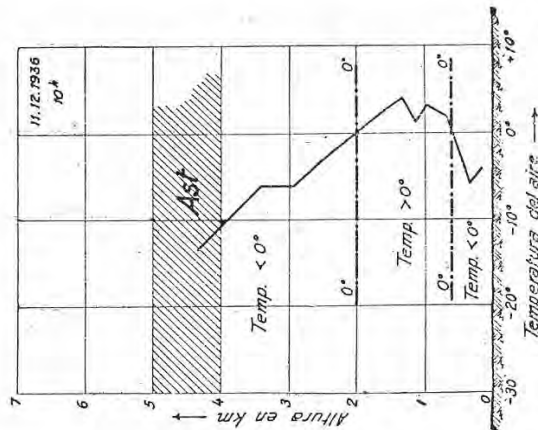


FIG. 148. — Cayendo lluvia de la nube Ast, el espacio debajo de ella es peligroso para el vuelo, excepto la parte comprendida entre las dos isoterms de 0°, en que la temperatura es un tanto elevada. La altura más favorable para el vuelo es de 1 300 m.

Fig. 149. — Peligro de formación de hielo existe en la nube Stru sólo entre 200 y 700 m de altura, por la baja temperatura reinante. Arriba de los 700 m no existe ya peligro alguno.

d) GARÚA (ingl.: DRIZZLING FOG; fr.: BROUILLARD BRUINANT; it.: NEBBIA PIOVIGGINOSA; al.: NIEBELREISSEN); es una "llovizna de niebla". Las neblinas de suelo y las neblinas de altura suelen ser sus alimentadoras. No afecta mayormente la visibilidad. Moja de todos los lados. Contra ella, el paraguas no defiende. La cantidad de agua que suministra es, desde luego, pequeñísima. Las garúas son muy frecuentes en las costas chilenas, especialmente durante los meses de agosto y septiembre, época en que las neblinas suelen tener un espesor de 300 a 400 m.

e) CHAPARRÓN o CHUBASCO (ingl.: SHOWER; fr.: AVERSE; it.: ROVESCIÓ o PIOGGIO VAGO; al.: SCHAUER); son lluvias breves y poco densas.

f) AGUACERO; es también una lluvia breve, pero a diferencia del chaparrón, muy abundante. Sus variedades más importantes son:

f') AGUACERO FUERTE (ingl.: DOWNPOUR; fr.: PLUIE ÉPUISSANTE; it.: ACQUAZZONE FORTE; al.: PLATZREGEN); es una lluvia breve muy fuerte, y reducida a una pequeña zona; y

f'') AGUACERO TORRENTIAL (ingl.: CLOUDBURST; fr.: AVERS TORRENTIELLE; it.: NUBIFRAGIO; al.: WOLKENBRUCH); es breve, pero fortísimo. Suele producir daños materiales.

Tanto el chaparrón como los aguaceros son lluvias de poca duración (de 5 a 60 minutos) pero de mucha intensidad (de 5 a 200 mm). Son lluvias producidas por la ascensión violenta de masas aéreas calientes y húmedas; como tales, son "lluvias de inestabilidad". Se producen cuando el gradiente térmico reinante es superior a

1°/100 m. Cubren siempre sólo pequeñas extensiones de la superficie de la tierra. Desde luego, tales lluvias únicamente pueden producirse en los días muy calientes y muy húmedos, o sea "tormentosos". Son frecuentes en la estación de verano y en las horas de mayor calor. Ocurren principalmente sobre los continentes, en regiones situadas dentro o por lo menos cerca de la región tropical y subtropical. Sobre los mares se producen de preferencia en el invierno. Las nubes que las engendran son las cúmulonimbos, que forman las "tormentas de calor" (figs. 127 y 141), y las tormentas en el "frente frío" (fig. 129) y en el "frente del pampero" (fig. 130), cuando el acomodo de las masas aéreas calientes es "inestable". Estas lluvias se caracterizan por la repentina forma como comienzan y finalizan, y también por rápidos cambios en su intensidad.

152. Nieve. — Por "nieve" se entiende, en general, toda precipitación que llega a la superficie de la tierra en

forma *cristalina*. La caída de nieve no es muy frecuente, porque suele perder sus características durante la caída, sea fundiéndose, sea transformándose en granizo.

Las variedades de nieve son:

a) NIEVE COMUN (ingl.: SNOW; fr.: NEIGE; it.: NEVE; al.: SCHNEE); es vapor de agua cristalizado en sistema hexagonal. Los cristales de hielo primitivos crecen y se agrupan, formando cristales de nieve de formas bellísimas, que a su vez, durante la caída, se coagulan en copos de nieve. La nieve se puede formar a cualquier temperatura por debajo de 0°; los copos de nieve, sólo cerca de la temperatura de fusión. El tamaño de los copos de nieve puede alcanzar a 12 cm. El tamaño grande dificulta la caída. La velocidad de caída no pasa los 2 m/sec.

b) AGUANIEVE (ingl.: SLEET, RAIN AND SNOW; fr.: NEIGE ET PLUTE MÉLÉS; it.: NEVE E PIOGGIA MISTE; al.: SCHLACK, REGENSCHNEE); es una mezcla de nieve y lluvia, que se produce cuando la nieve atraviesa una capa aérea caliente, en que los copos pequeños han tenido tiempo suficiente para licuarse (fig. 140).

c) NIEVE GRANULADA (ingl.: GRANULAR SNOW; fr.: NEIGE EN GRAINS; it.: NEVE GRANULOSA FINE; al.: GRISEL); está formada: por granos blancos, opacos, algo aplastados, cuya dimensión no pasa de 1 mm. Cuando tocan tierra no rebotan, ni se rompen. La nieve granulada representa una formación intermedia entre la nieve y el granizo blando. Su esqueleto primitivo lo forman cristales de nieve, que luego son recubiertos por las gotitas de agua en estado de sobrefusión con que chocan durante su caída (fig. 142). La nieve granulada cae, en general, en temperaturas debajo de 0°, pero en un ambiente sobresaturado respecto del agua, o sea de humedad relativa superior a 100 %.

d) AGUJAS DE HIELO (ingl.: ICE CRYSTALS, ICE NEEDLES; fr.: AIGUILLES DE GLACE, FOUDRIN DE GLACE; it.: AGHI DI GUAICCIO; al.: EISNADLEN); son cristales de hielo muy pequeños, no ramificados, que tienen formas de escamas o de bastoncitos, y son tan pequeños, que parecen flotar en el aire. Se notan fácilmente cuando brillan en el sol, como "polvo de diamante", produciendo variados fenómenos ópticos. Es una precipitación que sólo se forma en temperaturas muy bajas. Las regiones polares y las altas capas atmosféricas son sus verdaderos dominios.

La nieve, con todas sus variedades, es un producto típico de las nubes stratus. En nubes comunes se forma sólo a gran altura, donde la temperatura es inferior a -22°.

153. Granizo. — Por "granizo" se entiende, en general, toda precipitación que llega a la superficie de la tierra en forma *sólida, amorfa*. El granizo no es ninguna forma original de la precipitación, sino que se deriva de la nieve (fig. 141).

Las variedades de granizo son:

a) GRANIZO BLANDO (ingl.: SOFT HAIL; fr.: GRÉSIL MOU; it.: NEVE GRANULOSA FRABILE; al.: REIFERAUFELN); grano blanco, opaco, quebradizo y desmenuzable con los dedos. Al tocar el suelo rebota; a menudo se rompe. Su tamaño oscila entre 2 y 5 mm. Se forma por adhesión de gotitas de agua sobrefusionadas a un cristal de nieve.

b) GRANIZO DURO (ingl.: SMALL HAIL; fr.: GRÉSIL DUR; it.: GRAGNUOLA; al.: FROSTRAUFELN); granizo blando, recubierto ya por una capa de hielo. Se forma cuan-

do el granizo blando atraviesa una nube de agua. Las gotitas de agua se desparan sobre el mismo, antes de congelarse. Su aspecto es vídrio, semitransparente; no se aplasta fácilmente. No se rompe ni rebota cuando toca el suelo. Se forma principalmente en nubes cúmulos.

c) GRANIZO Y PIEDRA (ingl.: HAIL; fr.: GRÊLE; it.: GRANDINE; al.: HAGEL); granos de hielo de considerable tamaño. Los de menos de 2 cm de diámetro se llaman granizo; los mayores, piedra. El granizo suele tener una estructura homogénea, mientras que en la piedra se observa comúnmente una alternancia de cáscaras transparentes con otras opacas. Estas cáscaras se forman en una nube de temperatura inferior a 0° y compuesta por gotitas de agua sobrefusionadas; aquellas, en nubes de tempestad superior a 0°, y compuestas de gotitas de agua líquida.

Tanto el granizo como la piedra son productos de los días de mucho calor y de mucha humedad, o sea de los días tormentosos. Se forman en las grandes "nubes de tormenta", en los cúmulos nimbus potentes (fig. 141). Su mayor frecuencia se observa, como es natural, durante la estación de verano, durante las horas de la tarde. Son precipitaciones características de los continentes. En los mares, raras veces cae granizo.

d) GARROTILLO (ingl.: GRAINS OF ICE, SLEET; fr.: GRAINS DE GLACE; it.: GRANELLI DI GUAICCIO; al.: EISKÖRNCHE); granos de hielo de 1 a 4 mm de diámetro, comúnmente transparentes o translúcidos, duros, que cuando tocan el suelo rebotan. Son gotas de lluvia que se han congelado al atravesar una capa de aire frío que cubre el suelo, y cuya temperatura es inferior a 0° (fig. 150).

Si las gotas de agua no tienen tiempo de congelarse totalmente, o si el espesor de la capa de aire frío es pequeño, las gotas llegan a tierra envueltas en una cáscara de hielo, que se rompe al chocar contra el suelo, desparramándose el agua que encerraba. Esta variedad de lluvia se llama LUBIA CONGELADA.

154. Rocío. — Por "rocío" se entiende la precipitación que se deposita sobre la superficie de la tierra, y los objetos y plantas que están en ella, en forma *líquida*, en temperatura superior a 0°.

Las variedades de rocío son:

a) ROCÍO COMUN (ingl.: DEW; fr.: ROSÉE; it.: RUGIADA; al.: TAU), que consiste en pequeñas gotas de agua formadas durante la noche en la superficie de los

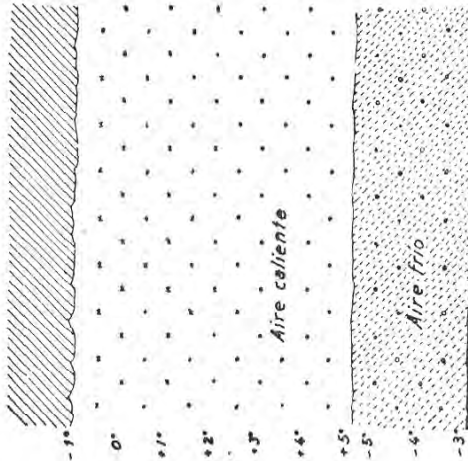


Fig. 150. — Cuando las gotas de agua atraviesan durante su caída una capa aérea fría, se congelan parcial o totalmente, llegando en el primer caso como "lluvia congelada" y en el segundo como "garrotillo" a la superficie de la tierra.

cuerpos enfriados, como resultado del proceso de condensación del vapor de agua sobrané en la capa aérea contigua al suelo, enfiada ésta por contacto.

b) EMPANAMIENTO (ingl.: SWEATING; fr.: DÉROT DE BUÉE; it.: APPANNAMENTO; al.: BESCHLAG), formado por una fina película de agua, adherida a superficies frías, sombrías, pedregosas, como asimismo a muros y árboles, si contra ellos choca una corriente caliente y muy húmeda. La tierra desnuda o cubierta de vegetación no la produce.

155. **Escarcha.** — Por “escarcha” se entiende toda precipitación que se deposita sobre la superficie de la tierra, y los objetos y plantas que la cubren, en forma sólida, cristalina o amorfa, en una temperatura inferior a 0°.

Las variedades de escarcha son:

a) **ESCARCHA PLATEADA** (ingl.: SILVER THAU; fr.: GIVRE; it.: APPANNAMENTO GELATO; al.: FROSTESCHLAG), que consiste en vapor de agua sublimado en forma de cristales de hielo. Se deposita, en tiempo despejado, sobre los objetos fríos expuestos a corrientes de aire sobresaturado respecto del hielo, a cualquier hora del día.

b) **ESCARCHA CRISTALINA** (ingl.: HOAR FROST; fr.: GÉE BLANCHE; it.: BRINA; al.: REIF); es parecida a la escarcha plateada, y está constituida también por vapor de agua sublimado. Se forma en tiempo despejado y calmo, pero sólo a la mañana, cuando el enfriamiento nocturno del aire pasó el punto de rocío, siempre que éste se encuentre por debajo de 0°.

c) **ESCARCHA DE NIEVE**, o simplemente NIEVE (ingl.: SNOW; fr.: NEIGE; it.: NEVE; al.: SCHNEE); se compone de cristales de nieve, que se adhieren fuertemente a los objetos expuestos al viento en una neblina o nube.

d) **ESCARCHA BLANDA** (ingl.: SOFT RIME; fr.: GIVRE MOU; it.: CALABRONA; al.: RAUHREIF); se forma en una nube o neblina, por adhesión y congelación de pequeñas gotitas de agua sobrefusionadas. Es opaca, blanda, y algo áspera. Crece contra el viento.

e) **ESCARCHA DURA** (ingl.: HARD RIME; fr.: GIVRE DUR; it.: CALABROSA; al.: RAUHROST); también se forma en una neblina o nube, como consecuencia de la congelación retardada de las grandes gotitas de agua sobrefusionadas. Es más transparente, lisa y dura que la anterior.

f) **ESCARCHA DE LLUVIA** (ingl.: GLAZE, GLAZED FROST; fr.: VERGLAS; it.: VETRO-NE, GELICIDIO; al.: GLATTES); es una capa de hielo homogéneo y transparente, que se forma cuando llueve si la temperatura del suelo es inferior a 0° (fig. 151).

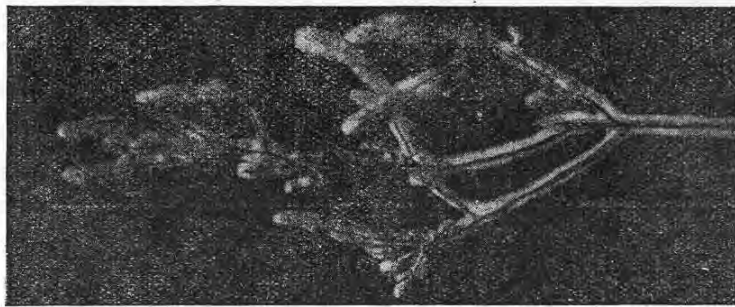


FIG. 151. — “Escarcha de lluvia”, formada sobre una planta de temperatura inferior a 0°.

D) CONJUNTOS DE PRECIPITACIONES

156. **Generalidades.** — El proceso más eficaz para producir un exceso de vapor de agua en el aire es su enfriamiento. El enfriamiento más rápido lo produce la elevación. Ésta puede realizarse por distintas causas. Cada causa origina “ciertas formas” de nubes y su agrupación en “determinados sistemas”. A cada sistema corresponden, a su vez, determinados “tipos de precipitaciones”. Por estas razones, las precipitaciones pueden ser clasificadas también conforme a la causa que ha ocasionado la elevación del aire.

Esta causa puede ser: un obstáculo natural que se opone al fluir del aire, como por ejemplo una loma, una montaña o serranía; un obstáculo fortuito, formado por la presencia de una masa aérea fría; el encuentro con otra masa aérea de iguales características físicas, y por último, la caída de una masa fría, pesada, de la altura, y su derramamiento por la superficie de la tierra, desalojando al aire caliente y liviano que cubre el suelo. Las denominaciones de los conjuntos respectivos son:

- a) precipitaciones orográficas;
- b) precipitaciones frontales;
- c) precipitaciones ciclónicas;
- d) precipitaciones convectivas o de tormenta.

Las precipitaciones originadas por otras causas, por ejemplo, por pérdida de calor por irradiación, o por contacto con suelo frío, son de escasa importancia. De ellas nos hemos ocupado en el capítulo III, C: Formación de neblinas.

Los pormenores de cada elevación están determinados por el estado de equilibrio en que se encuentra el aire. Si el gradiente térmico es menor de $-1^{\circ}/100$ m, este estado es “estable”. El aire sólo puede elevarse mediante la fuerza que posee en su energía de movimiento. Esta elevación origina únicamente precipitaciones moderadas, un tanto uniformes, que cubren grandes extensiones. Si, por lo contrario, el gradiente térmico es mayor de $-1^{\circ}/100$ m, el estado de equilibrio es “lábil”; el aire puede elevarse por sus propios medios. Estas elevaciones suelen ser violentas y alcanzar grandes alturas; las precipitaciones originadas son, por lo común, abundantes y muy variadas, pero sólo cubren pequeñas extensiones.

Las precipitaciones pueden ser clasificadas también, por esta razón, según el grado de estabilidad que poseen las masas aéreas antes de iniciar el ascenso, distinguiendo:

- a) precipitaciones de masas aéreas “estables”;
- b) precipitaciones de masas aéreas “inestables”.

Las precipitaciones convectivas o de tormentas sólo pueden producirse cuando el estado de equilibrio de las masas aéreas es “lábil”. Las precipitaciones orográficas y frontales, también en el caso de que el

equilibrio sea "estable"; las precipitaciones ciclónicas, en cualquier estado de equilibrio.

157. Precipitaciones orográficas. — Si una masa aérea en movimiento encuentra un obstáculo orográfico, se eleva. Durante la elevación se enfría. Alcanzado el punto de rocío, principia la eliminación del vapor de agua excedente. Los productos de condensación, gotitas de agua o cristales de nieve, según la temperatura reinante, crecen progresivamente, hasta que por último, debido a su peso, se precipitan a tierra.

Las neblinas y nubes que se forman de esta manera y la clase de precipitaciones que ocurren, dependen del estado térmico del aire con respecto al suelo.

a) **SUELO FRÍO, AIRE CALIENTE.** — Si la masa aérea que se mueve es un tanto caliente y el suelo frío, la capa que está en contacto con el suelo se enfría más de lo que corresponde a la elevación. Su acomodo es "estable".

Alcanzado el punto de rocío, principia la formación de neblinas o de nubes estratificadas. Las precipitaciones que pueden ocurrir son sólo garúas, lloviznas y lluvias moderadas o nevadas (fig. 152).

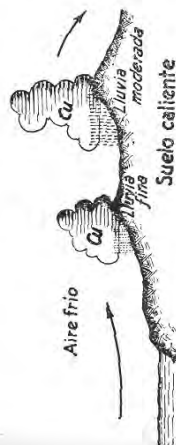


FIG. 152. — Precipitación orográfica producida en una masa aérea "estable".

b) **SUELO CALIENTE, AIRE FRÍO.** — Si, por lo contrario, la masa aérea que se mueve es fría y el suelo caliente, la capa de aire que está en contacto con el suelo se enfría menos de lo que corresponde a la elevación. Su acomodo resulta "inestable". Alcanzado el punto de rocío, se forman nubes esporádicas, de tipo cúmulus. Las precipitaciones que ocurren son más variadas y más dispersas, consistiendo en chaparrones o, en casos extremos, en granizadas. En la estación de invierno predominan, naturalmente, las nevadas (figura 153).

Las precipitaciones orográficas están ligadas a la configuración del terreno. Su intensidad y composición varía conforme se modifica el estado termohigro de las masas aéreas que las producen.

EJEMPLOS de precipitaciones orográficas de ambas clases se tienen en el sur de Chile, donde masas aéreas venidas del Pacífico chocan contra la cordillera de los Andes y sus estribaciones, en su marcha hacia el Atlántico. En invierno, la tierra es fría y los océanos, relativamente calientes; las masas aéreas que invaden las costas, templadas. Su acomodo, debido al enfriamiento en su base, es "estable". Esta es la época de las neblinas y las garúas en las costas, y de lloviznas y lluvias moderadas, pero persistentes y uniformes, en las cordilleras. En verano, la tierra es caliente, y los océanos, relativamente fríos; el aire que penetra, frío. Debido al calentamiento que experimenta en su base, su estado de equilibrio es "lábil". Hay menos uniformidad en las precipitaciones, pero mayor abundancia. Es la época de los chaparrones y de las granizadas en las cumbres cordilleranas.

158. Precipitaciones frontales. — Encontrándose masas aéreas en movimiento, las frías representan verdaderos obstáculos para las calientes. El resultado es siempre la elevación de la masa caliente, puesto que es más liviana que la fría. El enfriamiento originado es motivo de formación de nubes, y si existe humedad suficiente, también de precipitaciones. Los "sistemas de nubes" que se forman y los "conjuntos de precipitaciones" que se producen dependen de la dirección del movimiento de las masas y de su estado de equilibrio.

a) **PRECIPITACIONES DEL FRENTE CALIENTE.** — Si una masa aérea caliente se mueve aproximadamente en la misma dirección que una masa aérea fría, pero con mayor velocidad, se eleva por su propia fuerza, radicada en su energía cinética. Durante la elevación se enfría. El conjunto de nubes que se forma en la superficie de separación de las dos masas es el llamado sistema de nubes del frente caliente (fig. 128).

En este caso, el aire caliente, motivo de la formación de estas nubes, se encuentra en movimiento. Está bien revuelto, y por consiguiente, en la mayoría de los casos, en un estado de equilibrio estable. Por esta razón, las precipitaciones que se producen suelen ser uniformes, y consisten en lluvia, llovizna o nevada, conforme sea la temperatura que reina en la superficie de la tierra (ver fig. 140). Raras veces, y sólo por excepción, el estado de equilibrio suele ser lábil, y en consecuencia, las precipitaciones más violentas y desiguales. La escasez de truenos y relámpagos es una comprobación inequívoca de ello.

b) **PRECIPITACIONES DEL FRENTE FRÍO.** — Si es la masa aérea fría la que avanza por la superficie de la tierra, con su frente eleva el aire caliente que encuentra en su camino. Debido al enfriamiento que se produce durante esta elevación, se forma un conjunto de nubes, llamado sistema de nubes del frente frío (figura 129).

En la mayoría de los casos, el aire caliente afectado se encuentra en reposo, o sólo en movimiento lento, concordante con el del aire frío. En estas condiciones, el aire que se halla en contacto con el suelo puede estar muy calentado, por lo cual el gradiente térmico supera el valor de $-1^{\circ}/100$ m. El estado de equilibrio del aire caliente es, en este caso, *inestable*, LÁBIL. Por esta razón, las precipitaciones que se producen son desiguales, muy variables y algo violentas, y consisten en chaparrones o chubascos formados por lluvia, y muchas veces acompañados de granizo.

c) PRECIPITACIONES DEL FRENTE DEL PAMPERO. — Si la masa aérea fría que avanza se enfrenta con una masa caliente en movimiento, como frecuentemente sucede en la gran llanura argentina, se desarrollan análogos fenómenos. La masa caliente es elevada y enfriada. El conjunto de nubes que se forma es el llamado sistema de nubes del frente del pampero.

Este sistema de nubes parece compuesto de dos partes. La *parte delantera*, formada en la cabeza del pampero mismo, suele tener las características del sistema de nubes del frente frío (fig. 129) y estar acompañada también por el conjunto de precipitaciones ligadas al mismo. La *parte trasera*, formada sobre el dorso de la masa fría que avanza, suele tener los rasgos del sistema de nubes del frente caliente (fig. 130) y estar escoltado por las precipitaciones correspondientes. La razón es sencilla: el aire frío encuentra a veces en su avance aire caliente inestable, y por esta razón adquiere las características de un frente frío, pero este aire, después de la elevación y revuelto a que es expuesto, uniforma sus condiciones térmicas y se estabiliza; de manera que al ser elevado nuevamente por el dorso de la masa aérea fría, los fenómenos higróscopos carecen ya de la violencia de los anteriores.

El conjunto de precipitaciones que se observa en la cabeza del frente del pampero suele estar compuesto por chaparrones y chubascos; el conjunto que se observa más adelante, por lluvias tranquilas y uniformes.

Las precipitaciones frontales, igual que los sistemas nubosos correspondientes, como formaciones ligadas a las "superficies de separación" de las masas aéreas, participan en el *traslado* de los frentes por la superficie de la tierra, fenómeno que reviste importancia para la comprensión de la evolución del tiempo, y en mayor grado aún para su previsión.

Teniendo en cuenta que en nuestro ambiente geográfico los cambios del tiempo los produce una masa aérea polar que avanza en forma de viento PAMPERO, en el Capítulo VII nos ocuparemos más detenidamente de los fenómenos que hasta aquí hemos esbozado.

159. **Precipitaciones ciclónicas.** — La superficie de la tierra se calienta en forma desigual. Sobre las regiones más calentadas, el aire se dilata, disminuyendo de densidad. También se reduce la presión bajo la cual se encuentra. Hacia estas regiones de baja presión, si llamadas antes *regiones ciclónicas*, fluye el aire de los alrededores. Si este aire no acusa diferencia en su temperatura y densidad, no existe motivo para una elevación preferencial. Por la "Ley de Continuidad", todo el aire es obligado a elevarse. Las nubes que se forman suelen ser altas, estratificadas; las precipitaciones que ocurren, moderadas (figura 154).

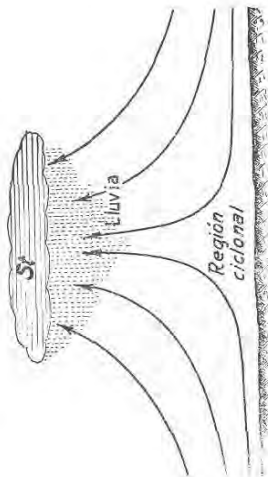


Fig. 154. — Precipitación ciclónica: lluvias finas hasta moderadas, originadas por la elevación de aire convergente.

En el pasado se atribuía mucha importancia a esta manera de producirse precipitaciones. La investigación minuciosa ha demostrado, sin embargo, que la supuesta igualdad de condiciones de las masas aéreas en flujo no existe. Más frecuente es la presencia de discontinuidades en la atmósfera, que la dividen en masas aéreas individuales, con características físicas diferenciadas.

160. **Precipitaciones de tormenta.** — Para que pueda formarse una "nube de tormenta" y desprenderse de ella precipitaciones de consideración, es necesario que se eleve del suelo una masa aérea muy caliente y húmeda. Esto ocurre sólo cuando el gradiente térmico es superior a $-1^{\circ}/100$ m, o sea cuando el acomodo de las masas aéreas es inestable, LÁBIL. El impulso necesario proviene de alguna pequeña masa aérea fría que se mueve por la superficie de la tierra, o de una masa fría pesada, caída de la altura. Cualquiera sea la causa, la elevación suele ser violenta, alcanzando frecuentemente una velocidad de 30 m/sec. Como consecuencia, el enfriamiento del aire es rápido, y la formación de la "nube de tormenta", impetuosa (fig. 127).

Las *precipitaciones* que caen de la "nube de tormenta" suelen ser breves, pero abundantes, y consisten en chaparrones, chubascos, aguaceros fuertes, de vez en cuando torrenciales, y frecuentemente, también granizo y piedra. La caída se efectúa en determinado orden. La serie se inicia con una granizada, continúa con una lluvia fuerte, prosigue con lluvia moderada, para terminar, antes de finalizar la tormenta, en lluvia fina.

Estas etapas en la evolución de una tormenta se encuentran representadas, según W. Findeisen, en el conjunto de la figura 155. En ella, las capas de gotitas de agua, situadas debajo de la isoterma de 0° , se encuentran rayadas hacia la izquierda; las capas de nieve, situadas encima de la isoterma de -22° , rayadas hacia la derecha, y las capas de gotitas sobrefusión de -22° a 0° , rayadas a trazos. El género de precipitación que llega al suelo depende del espesor de esta última capa. Mientras ella es potente, las condiciones son favorables para la formación del granizo; por las razones expuestas en pag. 196. Con

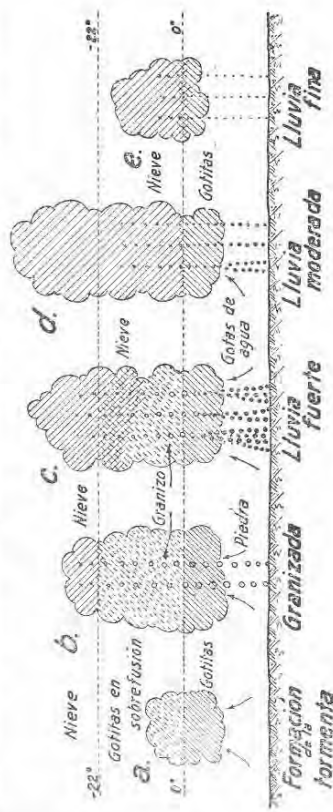


Fig. 155. — Etapas que recorre una tormenta desde su formación hasta su extinción.

su debilitamiento, el tamaño del granizo disminuye, facilitándose de esta manera su licuación en las capas aéreas cercanas al suelo, ya más calientes. A la lluvia fuerte sigue la fase de la lluvia moderada, y a ésta la de lluvia fina.

161. Importancia de la nieve. — La formación de las gotitas de agua por los procesos de condensación y coagulación es lenta. Hasta que se forme una gotita de 2 mm de diámetro transcurren unas 50 horas. Debe existir, por consiguiente, algún otro fenómeno que favorezca su crecimiento. Este fenómeno es la caída de nieve dentro de una nube de gotitas sobrefundidas.

Los cristales de nieve, y más aún los copos de nieve, tienen un tamaño relativamente grande, por lo cual, al caer dentro de una nube sobrefundida, chocan con muchas gotitas, atrayéndolas y congelándolas a la vez. Su transformación en granos de hielo es, de este modo, un proceso rápido. La licuación de estos granos en las capas aéreas calientes, cercanas al suelo, produce las grandes gotas de que se componen las lluvias fuertes. La nieve resulta de este modo un elemento indispensable para la formación de las grandes precipitaciones.

La figura 156, confeccionada también con observaciones de W. Findeisen, presenta claramente esta relación. Existe una extensa nube de *Stcu*, de unos 1200 m de espesor, más o menos a 2 km de altura. De una parte de esta nube llueve moderadamente. Esta lluvia local se explica por la presencia de una nube de nieve, *Asi*, que se encuentra a gran altura y que precipita. Pero sólo la nieve que procede de

su parte central, combada, alcanza a la nube de agua, antes de evaporarse. Esta nieve, al penetrar en la nube, rápidamente se transforma en granizo, que luego, al pasar la isoterma de 0° , principia a licuarse, llegando a tierra en forma de gotitas de agua. No llueve de las partes de la nube en que no ha alcanzado a penetrar la nieve.

162. Producción de lluvias artificiales. — Teniendo en cuenta que las precipitaciones intensas sólo ocurren cuando cae nieve dentro de una nube de gotitas sobrefundidas, existe la posibilidad de provocar lluvias artificialmente, sembrando, desde un avión, finísimas partículas sólidas higroscópicas —humo de yoduro de plata—, o pequeños cristales

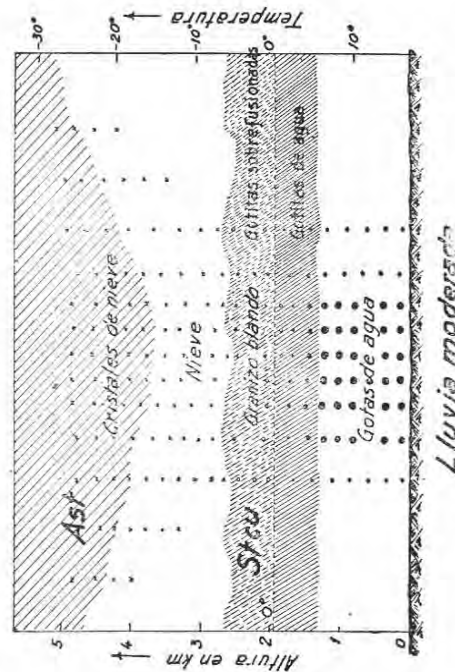


Fig. 156. — Precipitaciones originadas por la caída de cristales y copos de nieve dentro de una nube de gotitas de agua.

tales de anhídrido carbónico $-\text{CO}_2$ pulverizado, llamado "hielo seco"—, sobre una nube apropiada, produciendo granizo en caso de una nube *Cunb*, y lluvias moderadas en caso de *St*.

El procedimiento, ideado por A. Veraart de Reykjavik, Islandia, hace unos veinte años, pero abandonado por su ineficacia, fué empleado con algún éxito durante la segunda guerra mundial, por lo que se abrigaba la esperanza de que su empleo se generalizase, en beneficio de la economía de los pueblos. Estas esperanzas no se han cumplido. De antemano queda descartada la intervención en una "nube de tormenta", *Cunb*, por el peligro de producir una granizada y no una lluvia. Pero aun en el caso de una nube baja, *St*, *Stcu* o *Nebst*, las posibilidades de éxito son escasas. Para que se produzca una lluvia provechosa, la nube debe ser espesa, contener muchas gotitas de agua ya de tamaño apreciable, y de preferencia en estado de sobrefusión. Además, la capa de aire entre la nube y la tierra tiene que ser fría y húmeda, para que las gotas de agua no se evaporen durante la caída. Por estas razones, sólo en contados casos se puede considerar una precipitación de consideración.

Lo desfavorable de este juicio se agrava todavía, si la intervención se produce en presencia de nubes de nieve, porque en este caso sólo se consigue adelantar la lluvia algún tiempo y descargarla en otro lugar que aquel que la Naturaleza le tenía prefijado. La intervención del hombre puede suscitar en estos casos, particularmente en las comarcas secas, controversias jurídicas de la misma índole que el uso indebido del agua de riego.

El empleo de este procedimiento en la Argentina, sería aconsejable sólo en la región costanera del Atlántico, al sur del río de la Plata, a fin de evitar que, en época de sequía, las nubes de agua se alejen del ambiente sin descargar su contenido.

La designación misma de esta intervención, a la que se llama "lluvia artificial", es objetable, ya que con ella no se produce lluvia donde no existe una nube apropiada. Para hacer llover artificialmente sería necesario aumentar previamente la humedad del aire, lo que será posible una vez dominada la energía atómica, si se la emplea en el calentamiento y, por intermedio de éste, en la intensificación de la evaporación en aquellas partes de los mares que nos proveen de humedad, elemento vital para nuestra vida desde el principio de los siglos.

E) MEDICIÓN DE LAS PRECIPITACIONES

163. Principio de la medición.—El conocimiento del espesor de la capa de agua que, en los casos de precipitación, de no evaporarse, infiltrarse en la tierra o escurrirse hacia las hondonadas del terreno, habría llegado a cubrir el suelo, es de suma importancia. El aparato que se usa para la medición se llama *pluviómetro* (del gr. *pluvia* = lluvia, y *metron* = medida). La medición misma debe efectuarse en estado líquido. Si la precipitación se produjo en forma sólida o cristalina, granizo o nieve, respectivamente, debe ser licuada antes de procederse a su medición. La unidad de medida empleada es el milímetro. Sólo se emplea el centímetro en climatología, donde se indica la precipitación acumulada de todo un mes o año.

Para obtener una medida exacta, tiene importancia la calidad del aparato que se emplea en la recolección y conservación de la precipitación hasta el momento de la medición. Hay que tratar de reducir la evaporación de la precipitación. Para ello, conviene preservar el recipiente del calor exterior. Es importante también, reducir en lo posible la pérdida por el mojado de las paredes del recipiente, particularmente cuando se trata de precipitaciones de escasa cantidad.

164. Pluviómetro común.—El pluviómetro de tipo común consta de un cilindro de latón, de unos 46 cm de altura y 16 cm de diámetro. La parte superior del mismo, llamada "sombbrero", termina en un aro de bronce, que posee una sección de 200 cm². Por esta abertura penetra la precipitación en el aparato. Un embudo que se encuentra en el interior de esta pieza, conduce la precipitación a un recipiente colector, ubicado en la parte inferior del cilindro. Entre este colector y el cilindro exterior existe un vacío, para evitar que la precipitación almacenada

se caliente fuertemente. Con el mismo fin, todo el aparato está pintado, además, de color blanco (fig. 157).

Existen pluviómetros de distintas formas, calidades y tamaños. El descrito es el modelo más usual en la actualidad. En el pasado se empleaba mucho el pluviómetro tipo Babinet (fig. 158), por su cómodo manejo, a pesar de que el agua recogida en su interior puede calentarse más de lo admisible y acusar pérdida por la canilla vaciadora. En la actualidad, los pluviómetros se construyen de material plástico, transparente, simplifiéndose con ello su atención y aun la medición.

Todo pluviómetro debe estar instalado de tal manera que su abertura quede horizontal. Conviene esté incrustado en el suelo mismo, ya que se trata de saber la cantidad de agua que éste recibe. Por razones de comodidad se los instala a 1 m de altura, en un lugar suficientemente abierto, libre de edificación, alejado de muros y de árboles, de modo que pueda captar toda la lluvia que cae. Su instalación en descampado no conviene.

El viento, que sopla allí con más intensidad, reduce la cantidad de agua recogida. Los pluviómetros instalados en distintos lugares y alturas reciben igual cantidad de precipitación sólo en tiempo calmo. La diferencia aumenta con la velocidad del viento, y varía con la dirección del mismo.

En regiones donde suelen producirse fuertes nevadas es conveniente usar pluviómetros más voluminosos, con una abertura de 500 cm², e instalarlos a dos metros de altura (fig. 159). Para evitar que el viento pueda sacar del recipiente la nieve ya depositada, se acoda una cruz metálica en su boca. Esta reduce notablemente el efecto pernicioso de los remolinos que se forman en el mismo. De los remolinos que se elevan del suelo defiende un cono protector, aplicado a la parte superior del aparato. Los pluviómetros instalados en lugares alejados y de difícil acceso, en que se recogen y conservan las precipitaciones acumuladas en todo un año, se llaman *totalizadores*. La licuación de la nieve y del granizo que penetra en los mismos, y su conservación en estado líquido, se consigue con una pequeña dosis de clorcalcio, y la reducción de la evaporación, con el agregado de aceite.

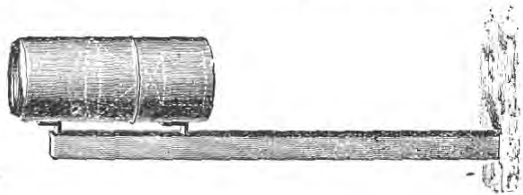


FIG. 157. — Pluviómetro común, con el embudo y recipiente colector, armado sobre un poste, a 1 m del suelo.

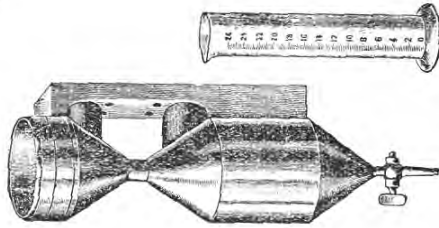


FIG. 158. — Pluviómetro tipo Babinet, con la probeta para la medición de la cantidad de agua caída.

165. Medición de la precipitación.—La cantidad de lluvia recogida por un pluviómetro puede ser medida "directamente"; la cantidad de *nieve* o *granizo*, sólo previa licuación en un lugar templado. La

medición se realiza por medio de un vaso de cristal, llamado **probeta**, graduado nominalmente en milímetros; de manera que la lectura de la misma indica la altura de la capa de agua que cubriría el suelo.

Para efectuar la medición se levanta el sombrero del pluviómetro y se saca el recipiente colector del mismo, volcando su contenido en la probeta y leyendo la altura alcanzada en ella, de acuerdo con la graduación que lleva. Si la precipitación fué abundante, la medición se realiza por partes, llenando la probeta cuantas veces sea necesario. La suma de las mediciones parciales es la cantidad total de la precipitación.

En caso de **nieve**, además de expresar la cantidad de agua que suministra, derretida totalmente, o sea su "equivalente en lluvia", es conveniente indicar también el **espesor del manto** con que cubre el suelo. La medición se efectúa con una vara de madera, dividida en centímetros, en varios lugares adecuados.

Para conocer también su "equivalente ácuo", o sea el contenido en agua de una capa de nieve de 1 cm de espesor, se procede de la siguiente manera: Por medio de un cilindro manuable, de latón, de igual sección que el pluviómetro, o sea 200 cm², y con ayuda de una pala (fig. 160), se corta un determinado volumen de nieve, que es derretido. Dividiendo la cantidad de agua obtenida y medida con la probeta, por la altura de la capa de nieve, se obtiene el valor buscado.

Si ha caído **granizo**, además de conocer la hora del comienzo y fin del fenómeno, corresponde medir el espesor de la capa que ha cubierto el suelo, así como el tiempo que ha tardado en desaparecer. El **mantamiento** de los granos se puede apreciar comparándolos con circunferencias de diámetro conocido.

Mejor resultado se obtiene si se recoge un determinado número de granos y se los pesa inmediatamente; o se los conserva en un recipiente hasta que se hayan derretido, midiendo después la cantidad de agua que han producido. Siendo el peso específico del granizo aproximadamente 0,8 gr/cm³, a cada gramo de agua

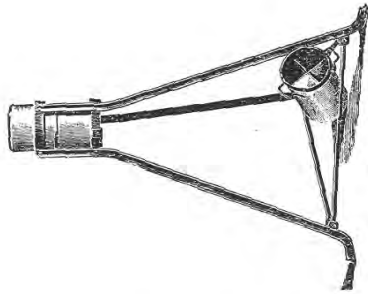


FIG. 159. — Pluviómetro de tamaño grande, destinado a recoger nieve en gran cantidad, o acumular las precipitaciones de todo un año. En este último caso llámase "pluviómetro totalizador".

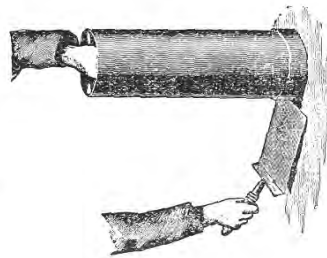


FIG. 160. — Cilindro y pala usados en la extracción de nieve, con fines de determinar su "equivalente ácuo".

corresponde un volumen de 1,25 cm³. Dividido el volumen total por el número de granos, se obtiene el volumen medio unitario. Suponiendo que la forma del granizo asemeja a una esfera, el diámetro medio correspondiente puede ser calculado.

Ejemplo: Se han recogido 7 piedras. Una vez derretidas, el agua producida fué medida con la probeta, dando una altura de 13,2 mm. La probeta corresponde a un pluviómetro de 200 cm² de sección, por lo cual el volumen del agua es $1,32 \times 200 = 264$ cm³. El volumen de las piedras, debido a su reducido peso específico, fué mayor: $264 \times 1,25 = 330$ cm³. Como las piedras eran 7, el volumen medio de ellas es $330:7 = 47,2$ cm³. Una esfera de este volumen tiene un diámetro de 4,5 cm. Éste fué el tamaño de la piedra caída.

166. Pluviógrafo. — Aparatos que permiten registrar tanto la cantidad de la lluvia caída como la intensidad que ha tenido en distintos momentos, se llaman **pluviógrafos**. La figura 161 muestra el clásico modelo de **Hellmann**. En el mismo, la lluvia es recogida en el pequeño recipiente G, provisto de un flotador, cuya altura se registra, por medio de una varita S, a la cual va adherida una pluma, en una hoja de papel, adherida a un tambor cilíndrico T, movido por una máquina de relojería. Llenado el recipiente hasta el tope —que es el caso cuando la precipitación ha alcanzado 10 mm de altura—, se vacía automáticamente por medio de un sifón, prosiguiendo el registro de la lluvia en la forma descripta. Un recipiente de dimensiones mayores, que se encuentra en la parte inferior del aparato, recoge y totaliza el agua evacuada por este sifón. La medición de la cantidad acumulada controla el funcionamiento del aparato.

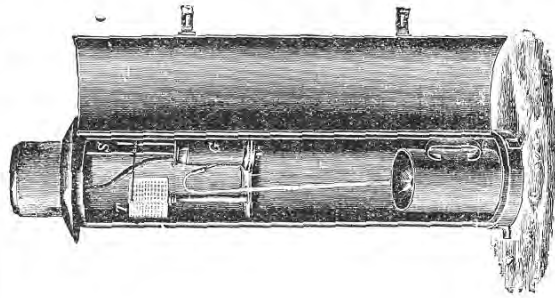


FIG. 161. — Pluviógrafo modelo Hellmann, para el registro continuado de la cantidad e intensidad de las precipitaciones.

Los registros de los pluviógrafos ilustran acerca de la hora exacta de iniciación y finalización de una precipitación, y sobre la intensidad de la misma en cualquier momento de su desarrollo.

Teniendo suficientemente caliente este aparato, por medio de una lámpara eléctrica, pueden registrarse también las **nevadas**. Si el aparato es calentado deficientemente, tarda en licuar la nieve; si es calentado excesivamente, intensifica la evaporación.

167. Modos de expresar la magnitud de una precipitación. — La mayor o menor magnitud de una precipitación puede ser expresada de varias maneras, por ejemplo:

a) Por el **espesor** o **altura** de la capa de agua que habría podido

cubrir el suelo, independientemente del tiempo empleado. Esta medida nos la facilitan el pluviómetro y la probeta.

b) Por la *cantidad* de agua caída por unidad de superficie. La superficie de referencia suele ser el metro, y a veces la hectárea o el kilómetro cuadrado. El volumen de una capa de agua de 1 mm de altura o espesor es igual a

$$1 \text{ litro/m}^2 = 10 \text{ m}^3/\text{ha} = 1\,000 \text{ m}^3/\text{km}^2$$

Considerando que las precipitaciones son a veces abundantes, 200 mm de altura en un solo día, por ejemplo, y que frecuentemente cubren millares de kilómetros cuadrados, se deduce que la cantidad de agua que llega al suelo, en ciertos casos, es formidable.

c) Por el *volumen* de la precipitación, que se obtiene multiplicando la altura de la capa de agua por la superficie cubierta.

Teniendo presente que la altura de la capa de agua es nula por el contorno de la superficie llovida, y que la máxima altura se encuentra en algún punto interior de la misma, el cálculo respectivo debe ser efectuado con prolijidad, descomponiendo la capa total en "capas elementales", de poco espesor, y considerando la extensión de cada una de ellas.

d) Por la *intensidad* de la precipitación, o sea por la relación que existe entre la altura de la capa de agua, obtenida con la probeta, y el tiempo de su duración. La relación suele ser referida a un minuto o una hora, en caso de aguaceros, y a un día en caso de lluvias generales.

El 4 de enero de 1949 cayeron en Córdoba, a las 17, en un lapso de 28 minutos, 33,8 mm de agua. La intensidad de este aguacero fué, por consiguiente, de:

$$\begin{aligned} 33,8 : 28 &= 1,21 \text{ mm/min;} \\ 1,21 \times 60 &= 72,6 \text{ mm/hora.} \end{aligned}$$

La lluvia más intensa de que se tiene conocimiento cayó en Opid's Camp, cerca de Los Ángeles, el 5 de abril de 1926: 26 mm en 1 minuto.

La mayor cantidad de agua caída en un día fué registrada en Cherrapunji, en el norte de la India, del 14 al 15 de junio de 1876; en total, 1 037 mm.

En nuestro medio geográfico, la mayor cantidad de lluvia caída en 24 horas fué, según G. DAVIS, *Clima de la Argentina*, 1901, en:

Paraná, 927 mm; Formosa, 223 mm; Buenos Aires, 125 mm; Córdoba, 143 mm; Tucumán, 140 mm; Mendoza, 49 mm, y Rawson, 72 mm. En Montevideo fueron registrados 172,4 mm.

168. Medición de la evaporación. — Una considerable parte de las precipitaciones se *evapora*, es decir, pasa del estado líquido al gaseoso, y se disipa nuevamente en el espacio. El conocimiento exacto de esta cantidad reviste importancia, pues orienta sobre el mayor o menor grado de sequedad del aire. Pero, como hemos visto¹, la evaporación es un fenómeno complejo. La cantidad de

¹ Ver página 96.

agua evaporada depende de muchos factores. Por esta razón, su medición resulta dificultosa y es poco exacta.

Una información global sobre la intensidad de la evaporación la suministra un sencillo aparato, usado mucho en el pasado: el *evaporímetro de Wild* (fig. 162). Se asemeja a un pesacartas, cuyo platillo está transformado en un recipiente de agua. La graduación que lleva es tal, que la diferencia de dos lecturas indica el espesor de la capa de agua evaporada durante el tiempo transcurrido entre ellas. El aparato suele ser ubicado dentro de la casilla meteorológica, para preservarlo de los rayos solares y las precipitaciones.

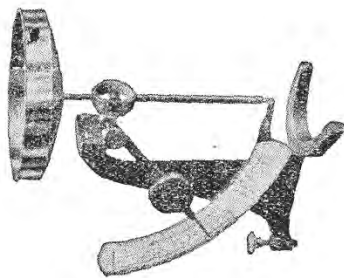


Fig. 162. — Balanza evaporadora de Wild, llamada "evaporímetro".

En Córdoba, este aparato registra en un año una evaporación de 1 300 mm, mientras que las precipitaciones alcanzan a sólo 700 mm. No pudiendo evaporarse más agua que la precipitada, se entiende que sus datos no tienen aplicación directa para el conocimiento del régimen hídrico del suelo, cubierto de plantas. Sus indicaciones son de "valor relativo", y sólo permiten "comparar" el grado de sequedad reinante en los distintos lugares.

Datos más concordantes con la realidad los suministra el *evaporímetro de Piche*, que consiste en un tubo de vidrio, llenado con agua hasta el tope y tapado con una hoja de papel secante. Invertiendo el aparato y colgándolo, esta hoja queda humedecida constantemente, evaporando en proporción con la sequedad del ambiente. La cantidad de agua evaporada entre dos observaciones se obtiene por la diferencia de las lecturas de la graduación que lleva el tubo. Los resultados son más verídicos que los que suministra la balanza de Wild, porque no es ya una superficie de agua que evapora, sino una hoja de papel pastoso, semejante a la tierra de cultivo y a las plantas. Su deficiencia reside en que acusa poco la influencia de la ventilación del lugar. Este inconveniente es salvado en el modelo de *Leistner*, en que el cuerpo evaporador es una esfera pastosa, de 100 cm³ de superficie (fig. 163), envuelta en mu-

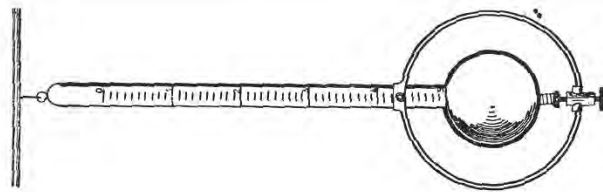


Fig. 163. — Evaporímetro de Leistner, tipo Piche mejorado. La esfera cuya superficie es de 100 cm², está envuelta en muselina.

Una esfera pastosa, de 100 cm³ de superficie (fig. 163), envuelta en mu-

selina, de manera que su temperatura es la indicada por el termómetro húmedo. Este aparato tiene la ventaja de que de cualquier lado que sople el viento, la evaporación es siempre proporcional a su intensidad.

Tampoco las indicaciones de este aparato son un fiel reflejo de la realidad, porque también en él el cuerpo evaporador dispone de una cantidad ilimitada de agua para la evaporación, condición que en la Naturaleza no existe. Por esta razón, el aparato mide solamente la "capacidad" que posee un determinado ambiente para acoger agua, pero **no** la cantidad que realmente evapora la superficie del suelo. Esta "capacidad" puede ser, y lo es realmente, muy grande en las regiones desérticas, mientras que la *evaporación efectiva* es reducida, por falta de agua suficiente en el suelo.

Para conocer la cantidad de agua realmente evaporada, es menester delimitar un gran bloque de tierra —1 m³, por ejemplo—, cuidar su estructura, estado de la branza y capa vegetal, y tenerlo sobre una balanza. La disminución de su peso informará sobre la intensidad de la evaporación; el aumento, sobre la cantidad de las precipitaciones. Las dificultades inherentes a esta medición entorpecen la aplicación de este procedimiento.

CAPÍTULO V

PRESIÓN ATMOSFÉRICA

A) MEDICIÓN DE LA PRESIÓN

(Barometría)

169. Generalidades.— Las moléculas de aire poseen masa y velocidad. Por esta razón, al chocar contra una superficie ejercen "presión". Esa presión, reducida a la unidad de superficie, se llama *presión atmosférica*.

Igual presión puede ejercer un peso. En consecuencia, la presión atmosférica puede ser interpretada también como el peso de la columna de aire que reposa sobre una unidad de superficie.

Para medir la presión atmosférica se usa un aparato llamado *barómetro*, inventado por Evangelista Torricelli en 1643. Su empleo se funda en el "principio de la balanza" (fig. 11). Sobre uno de los platillos presiona la columna de aire; sobre el otro, el peso de una columna de mercurio. Cuando las dos presiones están equilibradas, el "peso" de la columna de mercurio es igual al "peso" de la columna de aire, o sea a la "presión atmosférica".

Si el radio del tubo es r , la altura de la columna de mercurio h , y el peso específico de éste m , entonces el peso p de la columna de mercurio es:

$$p = r^2 \pi \cdot h \cdot m$$

Supuesta la sección del tubo $s = 1 \text{ cm}^2$, y considerando que h es, en condiciones físicas normales, o sea en una temperatura de 0° , a nivel del mar y en el paralelo 45° , con gran aproximación, 76 cm , y $m = 13.595 \text{ gr/cm}^3$, resulta que:

$$p_0 = 1 \text{ cm}^2 \cdot 76 \text{ cm} \cdot 13.595 \text{ gr/cm}^3 = 1033.25 \text{ gr}$$

Como se ve, el peso de la columna de aire que reposa sobre 1 cm^2 de superficie es algo mayor de 1 kg , y por consiguiente, el peso que presiona sobre 1 m^2 es superior a 10 toneladas.

Si se han observado en un mismo lugar dos alturas de la columna de mercurio, la relación entre ellas es:

$$p_1 : p_2 = b_1 s m : b_2 s m = b_1 : b_2$$

o sea igual a la relación entre las presiones atmosféricas respectivas. Por esta razón,

la presión atmosférica puede ser expresada, en un mismo lugar, solamente con la altura de la columna de mercurio que la equilibra. Cuanto más alta es esta columna, mayor es la presión.

La relación anterior no cambia, si se la multiplica con un factor cualquiera. Ese proceder tiene el significado de un cambio de escala, empleada en la medición. La altura de la columna de mercurio puede ser expresada, pues, en una medida cualquiera, sea en "milímetros", en "milibares", o en "pulgadas".

Para poder comparar presiones observadas en distintos lugares, es necesario tener en cuenta también la intensidad de la gravedad, ya que una misma "masa" de mercurio tiene diferente "peso" según el lugar en que esté. La atracción gravitacional es mayor en los polos que en el ecuador, y mayor a nivel del mar que en las grandes alturas. La presión atmosférica se depura de la influencia de la gravedad, expresándola en el "sistema absoluto", o sea en el sistema CGS, con las medidas, *cm*, *g* y *sec*.

En este sistema, el peso de la columna de mercurio es:

$$p = s \cdot b \cdot m \cdot g$$

significando ahora *m* la densidad del mercurio, y *g* la aceleración de la gravedad.

Si se han observado, en dos distintos lugares, las mismas alturas de la columna de mercurio, la relación entre las presiones atmosféricas respectivas es:

$$p_1 : p_2 = s \cdot b \cdot m \cdot g_1 : s \cdot b \cdot m \cdot g_2 = g_1 : g_2$$

o sea, igual a la relación de las aceleraciones de la gravedad.

Según las mediciones argentinas, la aceleración de la gravedad es:

en el ecuador	$g_0 = 978.049 \text{ cm/sec}^2$
en el paralelo 45°	$g_{45} = 980.644 \text{ "}$
en los polos	$g_{90} = 983.218 \text{ "}$

y por consiguiente, el "peso" que tiene una columna de mercurio de 1 *cm*² de sección y 76 *cm* de altura,

$P_0 = 1033.25 \cdot g_0 = 1\,010\,577 \text{ g} \cdot \text{cm/sec}^2$
$P_{45} = \text{"} \cdot g_{45} = 1\,013\,257 \text{ "}$
$P_{90} = \text{"} \cdot g_{90} = 1\,015\,919 \text{ "}$

Como se sabe por el estudio de la física, la fuerza que obrando sobre una masa de 1 gramo es capaz de imprimirle una aceleración de 1 *cm/sec*² se llama *dina*. Un cuerpo que cae libremente acelera su velocidad, hasta finalizar el primer segundo a 981 *cm/sec*. La "fuerza" que actúa sobre la masa de 1 gramo, y que no es otra cosa que su "peso", es, por esta razón, aproximadamente 981 dinas.

La *dina* es una unidad demasiado pequeña para las necesidades prácticas. Por esto se opera con sus múltiplos. Estos son:

bar	$\dots\dots\dots = 10^6 \text{ dinas} = 16^6 \text{ g} \cdot \text{cm/sec}^2$
milibar	$\dots\dots\dots = 10^3 \text{ "} = 10^3 \text{ "}$

Expresadas las presiones anteriores en esta última unidad, se obtiene:

$$\begin{aligned} P_0 &= 1010.58 \text{ milibares} \\ P_{45} &= 1013.26 \text{ "} \\ P_{90} &= 1015.92 \text{ "} \end{aligned}$$

Los servicios meteorológicos operan, cumpliendo un convenio internacional, con una sola aceleración de la gravedad, la correspondiente al paralelo 45°, que se supone de 980.665 *cm/sec*². La presión que una columna de mercurio de 76 *cm* de altura ejerce, en esta condición, es:

$$P_0 = 1033.25 \cdot 980.665 = 1\,013.28 \text{ milibares.}$$

Ese proceder no es correcto. La gravedad no es constante en toda la superficie de la Tierra, sino que crece del ecuador hacia los polos. En consecuencia, el milibar usado en los servicios meteorológicos no es idéntico al milibar de la física, sino simplemente una nueva unidad de longitud, con la cual se reemplaza el milímetro de la medida legal.

En efecto, designando con *b*₀ la presión atmosférica a nivel del mar, y con *b* la presión en un lugar cualquiera, ambas expresadas en milímetros de la altura de la columna de mercurio, y con *p*₀ y *p* las mismas presiones en milibares de los servicios meteorológicos, se tiene,

$$p : p_0 = s \cdot m \cdot g \cdot b : s \cdot m \cdot g \cdot b_0 = b : b_0$$

y, considerando que *b*₀ = 760 *mm*, y *p*₀ = 1013, 28 *mb*,

$$p : 1013.28 = b : 760$$

de donde:

$$\begin{aligned} p &= 1.3333 \cdot b = 4/3 \cdot b \\ b &= 0.7500 \cdot p = 3/4 \cdot p \end{aligned}$$

Como se ve, una columna de 750 *mm* de altura abarca exactamente 1000 *mb*. Empleando, pues, en la medición de la altura de la columna de mercurio una regla de 75 *cm* de longitud, dividida en 1000 partes iguales, se obtiene la presión atmosférica en "milibares" usados en los servicios meteorológicos.

La figura 164 suministra una información sobre la equivalencia de las dos medidas. Mayor exactitud, suficiente para los fines prácticos, permite alcanzar la figura 165, proyectando los valores de una escala en las divisiones de la otra.

170. Barómetro de mercurio. — Los barómetros de mercurio que se fabrican en la actualidad son de dos tipos: barómetros de cubeta y barómetros de sifón.

a) En los barómetros de cubeta, un tubo de vidrio, aproximadamente de 1 *m* de longitud y de 2 a 12 *mm* de espesor, cerrado en su extremo superior y vaciado completamente de aire, se encuentra sume-

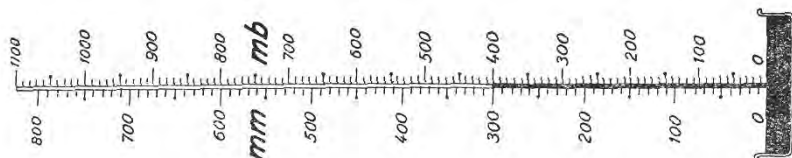


Fig. 164. — Esquema de un barómetro, con escalas en "milímetros", *mm*, y en "milibares", *mb*.

gido, por su extremo abierto, en una cubeta de mercurio. La presión del aire hace elevar el mercurio dentro de este tubo, hasta una cierta altura, dependiendo ésta del lugar en que se encuentra el aparato y de la pesantez momentánea que posee el aire. Establecido el equilibrio,

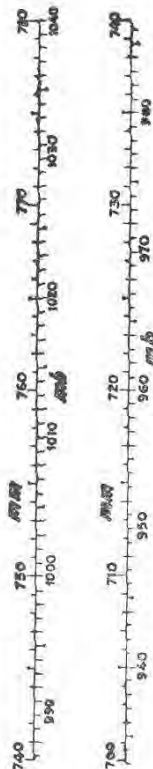


FIG. 165. — Escala de equivalencia de milímetros y milibares.

el peso de la columna de mercurio iguala la presión atmosférica, supuestas iguales secciones de referencia.

En la figura 166 están representadas las tres variedades de este grupo: *a* representa un barómetro con escala móvil; *b*, uno con escala fija, y por fin *c*, uno en que el nivel del mercurio

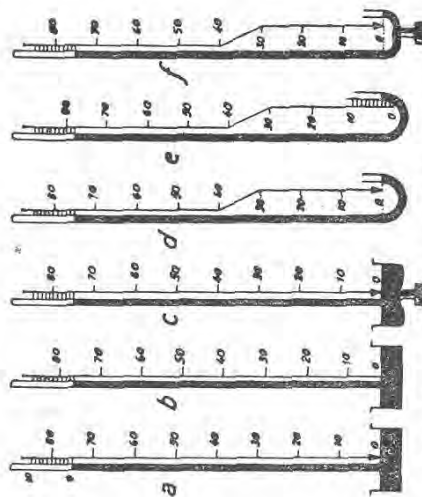


FIG. 166. — Tipos de barómetros de mercurio.

mas es la medida de la presión atmosférica existente.

En la misma figura 166 se encuentran representadas también las tres variedades de este grupo. La figura *d* representa un aparato con escala móvil; la *e*, uno con escala fija, y finalmente la *f*, uno de fondo de gamuza, en que el nivel de mercurio puede ser elevado hasta llegar al "cero" de la escala inferior.

Este último modelo es el más usado en los servicios meteorológicos. De su aspecto exterior da una idea la figura 167.

La medición de la altura de la columna de mercurio debe efectuarse teniendo el aparato en posición vertical, por lo cual éste debe estar suspendido

de un garfio. Para conseguir cierta exactitud en la medición, los barómetros vienen acompañados de un cursor, provisto de una escala auxiliar, llamada *nonio*, en recuerdo de su inventor, el español Núñez. Acomodando el cursor de manera que esté rasante con la columna de mercurio, se leen los "milímetros" de la altura en la regla principal, y los "décimos de milímetro" en el nonio, en aquella línea de división que coincide con una línea de la regla principal. La figura 168 representa un caso de lectura de 761,5 mm.

Para que la lectura así obtenida represente la presión atmosférica y pueda ser comparada con presiones obtenidas en otros lugares, es necesario *corregirla*:

por la influencia de la temperatura del

aparato;

por la depresión capilar;

por el remanente de aire en el vacío de

Torricelli;

por la intensidad de la gravedad;

por la altura de su ubicación.

Conociendo la temperatura t° del aparato por medio de un termómetro adjunto, y teniendo presente que el coeficiente de dilatación de mercurio $m = 0,180 \text{ }^{\circ}/_{100}$ y el de la regla de latón $r = 0,018 \text{ }^{\circ}/_{100}$, la corrección buscada, Δb , se obtiene por la fórmula:

$$\Delta b = - (m \cdot r) b, t^{\circ} = - 0,162 \cdot b, t^{\circ}$$

La figura 169 ilustra sobre la magnitud de esta corrección, de acuerdo con la temperatura y altura de la columna de mercurio.

La depresión capilar y la presión que ejerce el remanente de aire encerrado en el vacío de Torricelli, representan los "errores instrumentales" propiamente dichos. Su magnitud se obtiene comparando la presión dada por el barómetro con la indicada por un aparato patrón.

Sabemos ya que la intensidad de la gravedad no es la misma en todos los lugares. Por esta razón, para obtener la presión atmosférica correcta es necesario reducir la altura de la columna a la magnitud que tendría si la fuerza de gravedad, en el lugar de observación, fuera igual a la que existe a nivel del mar en el paralelo 45°. Esta corrección, $\Delta b'$, se obtiene por medio de la fórmula:

$$\Delta b' = - \left\{ 1 - \frac{2A}{r} - 0,00265 \cdot \cos^2 \phi \right\} b$$

Sobre la magnitud de la misma ilustra la figura 170.

Como veremos más adelante, la presión atmosférica cambia rápidamente con la altura del lugar. Por esta razón, para poder comparar presiones entre sí, es menester reducirlas previamente a un mismo *nivel de referencia*, que para los lugares bajos es el nivel del mar. La fórmula empleada es:

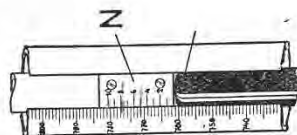


FIG. 168. — Para aumentar el grado de exactitud de la lectura del barómetro, se usa una escala auxiliar, llamada "nonio".

FIG. 167. — Aspecto de un barómetro de mercurio, muy usado en los servicios meteorológicos.

$$\log B = \log b + \frac{A}{18100 (1 + \alpha t')}$$

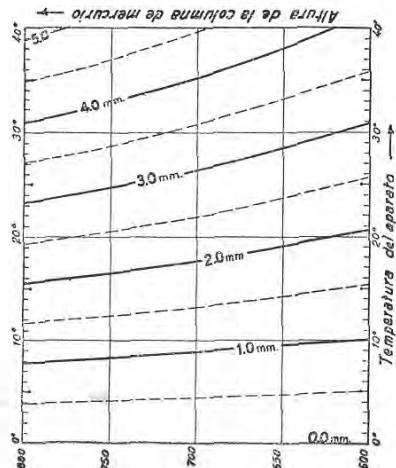


FIG. 169. — Corrección a aplicar a la altura de la columna de mercurio por la temperatura del aparato.

plazar la constante 18400 por 18500, con lo que se tendrían en cuenta también un discreto grado de humedad del aire.

NOTA: Como se verá más adelante¹, esta fórmula de reducción es simplemente una variante de la fórmula de Laplace, usada en la hipsonetría barométrica, de la cual fué despedido el factor $\log b$, idéntico al factor $\log B$.

EJEMPLO: En Córdoba fué observada una altura de la columna de mercurio de 728.6 mm, indicando el termómetro acoplado al aparato $+22.0^\circ$ siendo, a la vez, la temperatura del aire $+28.6^\circ$. El aparato se encuentra a una altura de 425.9 m sobre el nivel del mar, a $31^\circ 25'$ de latitud. La corrección a aplicar por los errores instrumentales es, según una confrontación con un aparato patrón, de $+0.4$ mm.

¹ Ver pág. 264.

Altura de la columna de mercurio	=	728.6 mm
Corrección por la temperatura según figura 169	=	2.6 "
Corrección por los errores instrumentales	=	+ 0.4 "
Corrección por la gravedad, según figura 170	=	- 0.9 "
Presión atmosférica en el lugar	=	725.5 "
Temperatura del aire en el lugar	t =	28.6°
Corrección por la altura	=	2.1°
Temperatura media de la columna de aire	t' =	30.7°
Reducción al nivel del mar	B =	35.6 "
Presión atmosférica al nivel del mar	=	761.1 "

Penitosa es la influencia del viento. El aire en movimiento ejerce presión. Esta presión es restada a la presión que indica el barómetro. Por esta razón, los barómetros deben ser instalados en lugares donde estén resguardados del viento.

171. Barómetro anerode. — El aparato más apropiado para una medición rápida de la presión atmosférica es el *barómetro anerode* (sin aire), inventado en 1847 por Lucien Vidi (fig. 171).

La parte esencial de este aparato es una cápsula, de tapa elástica, acanalada, que contiene aire rarificado (figura 172). Para aumentar su resistencia, se encuentra montado un resorte. Debido a las variaciones de la presión atmosférica, la tapa de esta cápsula efectúa oscilaciones. Estas son amplificadas considerablemente, por medio de un sistema de palancas, y hechas visibles por el movimiento de una aguja sobre una esfera que posee una escala adecuada; de modo que la posición de la aguja indica la presión atmosférica reinante. Esta división es empírica. Se obtiene comparando las indicaciones del anerode con las presiones dadas por un barómetro de mercurio.

Las oscilaciones de la tapa varían entre 0.5 y 1 mm para una variación de la presión atmosférica de 100 mm. Por esta razón, para conseguir una exactitud de 0.1 mm en la presión es necesario registrar las oscilaciones de la tapa con una precisión de 1μ , lo que da una idea de lo delicado del aparato y de la necesidad de su cuidadoso manejo. Los movimientos de la tapa son agrandados unas 250 veces por el mecanismo de transmisión, de manera que la medición de la presión resulta cómoda.

Las lecturas del barómetro anerode tienen que ser *corregidas*:
a) por la torsión de la aguja;

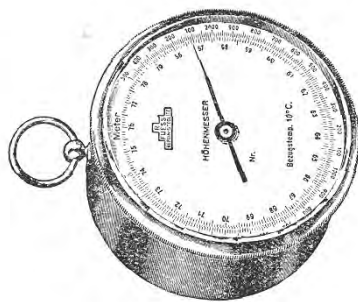


FIG. 171. — Barómetro anerode.

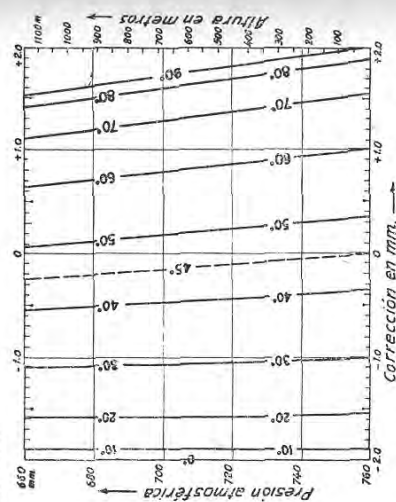


FIG. 170. — Corrección de la altura de la columna de mercurio por la gravedad, en función de la presión y de la latitud geográfica. Las rectas inclinadas representan los distintos paralelos.

- b) por la temperatura del aparato;
c) por la errónea amplitud de la escala.

a) La presión leída en la esfera suele ser mayor o menor que la presión atmosférica verdadera, debido a que la cadena de transmisión es demasiado corta o demasiado larga. El mismo efecto lo puede producir también una torsión de la aguja, en uno u otro sentido. Este error puede ser eliminado por medio de un tornillo de corrección, que se encuentra en el dorso del aparato.

b) La indicación del aneroides no debería variar con la temperatura. Sin embargo, esta exigencia no se cumple en la práctica, ya que el aparato se compone de metales de distinta dilatación térmica. Por esta razón, la lectura obtenida tiene que ser corregida por la temperatura del aparato.

c) En general, los intervalos de la escala son o demasiado amplios o demasiado estrechos con respecto al mecanismo del aparato. También por esta razón debe corregirse la lectura. Esta corrección suele ser proporcional a la variación de la presión.

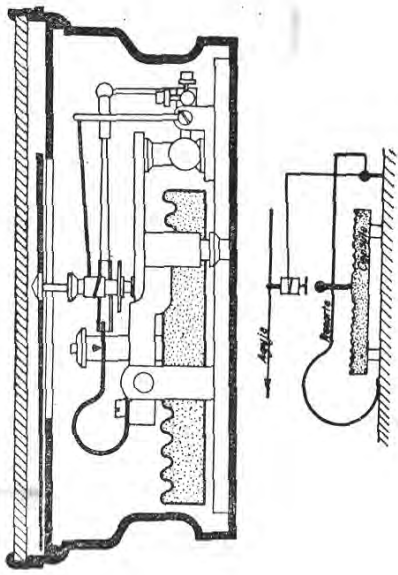


FIG. 172. — Esquema del interior de un aneroides.

Así, por ejemplo, un aparato marca Bohné, N° 411, tiene la siguiente "ecuación":

$$B = b + c_0 - c_1 t + c_2 (760 - b)$$

Así, por ejemplo, un aparato marca Bohné, N° 411, tiene la siguiente "ecuación":

EjemPlo: Si la presión atmosférica observada con este aparato es $b = 715.3$ mm, y la temperatura indicada por el termómetro adjunto $t = 18^\circ \text{C}$, la presión atmosférica real, B , es:

$$B = 715.3 + 3.6 - 0.022 \cdot 18 + 0.0053 \cdot (760 - 715.3)$$

El resultado es $B = 715.3$ mm.

$$B = b + c_0 - c_1 t + c_2 (760 - b)$$

$$= 715.3 + 3.6 - 0.022 \cdot 18 + 0.0053 \cdot (760 - 715.3)$$

$$= 715.3$$

Dado que los aneroides se calibran con ayuda de las presiones acusadas por los barómetros de mercurio, debidamente reducidas, las presiones por ellos indicadas no requieren más corrección por la intensidad de la gravedad.

172. Barógrafo. — Para registrar la presión atmosférica en forma continuada, se emplean *barógrafos aneroides* compuestos de una serie de cápsulas. Las oscilaciones de éstas son convenientemente ampliadas y registradas en una hoja de papel adherida a un tambor, que, movido por un mecanismo de reloj, efectúa un giro completo en 24 horas o en 7 días, según la finalidad del aparato (fig. 173).

La mayoría de los barógrafos registran las variaciones de la presión atmosférica en escala original, o sea en la misma medida en que oscila la altura de la columna de mercurio. Hay también aparatos que las registran, para mayor comodidad en las lecturas, en escala doble, o triple.

Debido a la facilidad con que se descomponen estos aparatos, sus indicaciones tienen que ser verificadas frecuentemente con las presiones que suministra un barómetro de mercurio.

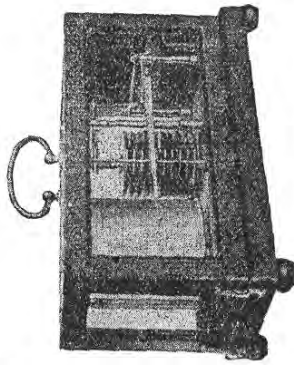


FIG. 173. — Barógrafo común, con registro semanal de la presión.

173. Termobarómetros. — La presión atmosférica puede ser determinada también mediante un termómetro fino, midiendo la temperatura de ebullición del agua químicamente pura o del agua de lluvia. Los termómetros usados para este fin se llaman *termobarómetros*, o, en consideración a que con los mismos puede determinarse también la altura del lugar de observación, *hipsómetros*.

Como sabemos, de la superficie del agua se desprenden continuamente partículas de vapor de agua, que se difunden por el espacio. Esta evaporación es tanto más intensa cuanto más caliente es el agua. Cuando la temperatura llega a 100° , la cantidad de vapor que difundió en el espacio es de 588 gr/m³, y su presión, de 760 mm, o sea "idéntica" a la presión atmosférica normal. Si la temperatura aumenta algo más todavía, esta presión "supera" la presión que ejerce el aire. Desde este momento, el peso del agua del estado líquido al gaseoso es rápido.

Si la presión atmosférica es menor que la normal, la presión del

vapor de agua la iguala ya en una temperatura inferior a 100° . Este es el fenómeno básico, en que se funda la determinación de la presión atmosférica, por medio de la medición de la temperatura del agua en estado de ebullición.



Fig. 174. — Relación entre la temperatura de ebullición del agua y la presión atmosférica reinante.

La figura 174 representa la relación entre estos dos elementos. De ella se desprende, por ejemplo, que en el cerro Champaquí, de las sierras de Córdoba, que tiene una altura de 2850 m, y donde, por consiguiente, reina una presión atmosférica de 535 mm, el agua hierve a una temperatura de $90,5^{\circ}$.

En consideración a que la temperatura de ebullición varía muy poco con la presión atmosférica ($0,01^{\circ}$ por 0,25 mm de presión), se entiende que los termómetros empleados en estas mediciones deben ser muy precisos, y su lectura efectuarse con sumo cuidado. Para mayor comodidad, ellos vienen graduados y en "milímetros de presión", de modo que se evita la transformación de las temperaturas en presiones.

La figura 175 muestra un *hipsómetro* listo para prestar servicio. Desde el momento en que principia a hervir el agua que se encuentra en el recipiente A, se espera unos 5 minutos para que todo el aparato uniformemente su temperatura, cuidando a la vez que el hilo de mercurio del termómetro sobre salga del tubo B sólo unos 5 mm. La lectura se efectúa con ayuda de una lente. La presión así obtenida no necesita corrección alguna, si la escala del termómetro está correctamente graduada.

El *hypsómetro* es un aparato indicado para la medición de la presión atmosférica y para el control de los barómetros aneroides en viajes de exploración, por su solidez, comodidad de transporte y elevada precisión.

174. Variómetros. — Frecuentemente interesa conocer no tanto la presión atmosférica como sus variaciones en el tiempo. Los

aparatos que permiten medirlas se llaman *variómetros*, o también *microbarómetros*. Se componen de un recinto isotérmico, en comunicación con el aire exterior por un tubo capilar. Si la presión exterior aumenta, el aire de este recinto se comprime. Y a la inversa, cuando disminuye, se dilata. La magnitud de estas variaciones se hace visible por el movimiento de un índice lido, consistente en una gota introducida en el capilar.

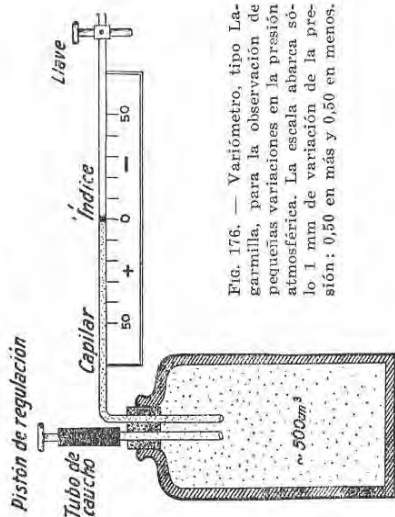


Fig. 176. — Variómetro, tipo Lagarmilla, para la observación de pequeñas variaciones en la presión atmosférica. La escala abarca sólo 1 mm de variación de la presión: 0,50 en más y 0,50 en menos.

Con un variómetro, fácilmente se registran variaciones de 0,01 mm de presión atmosférica, por lo cual puede ser empleado en la observación minuciosa de las modalidades del viento y del movimiento de pequeñas masas aéreas por la superficie de la tierra.

En la figura 176 reproducimos un variómetro tipo R. Lagarmilla. Montado, que con relativa facilidad puede ser construido por cualquier aficionado. Consta de un frasco Dewar de medio litro de capacidad, que hace de recinto isotérmico. Su tapón, de goma, lleva dos perforaciones, que permiten el paso de dos trocitos de tubo de vidrio. Uno de ellos empalma con un capilar, en posición horizontal, de 3 mm de diámetro interior, sujeto a una tabilla que lleva una escala graduada en centésimos de milímetro de presión de mercurio. El otro tubo comunica con un pistón de regulación, cuyo cuerpo es un trozo de tubo de caucho, y cuyo émbolo lo constituye un trozo de varilla de vidrio. La misión de este pistón es permitir llevar el índice líquido, consistente en una gota de xilol o de nafta ligera, introducido en el capilar mediante un cuentagotas, al centro de la escala graduada.

Para poner el aparato en estado de servir, se abre la llave de paso del tubo capilar, y valiéndose del pistón de regulación se lleva la gota al centro de la escala. La observación consiste en la apreciación del movimiento de la gota. Terminada la observación, corresponde bloquear el aparato, cerrando de nuevo la llave de paso del aire.

La *aviación* emplea el variómetro para el vuelo por una isobara, ajustándose en todo momento al índice del aparato, que ha de permanecer en el centro de la escala. El vuelo de esta característica se llama "vuelo horizontal". Con el mismo instrumento se mide también la rapidez de la variación de la presión atmosférica, y con ello la velocidad de ascenso o descenso del avión.

Igualmente en la *altimetría fina* le está reservado un importante lugar a este aparato.

B) DENSIDAD DEL AIRE

175. Generalidades. — Por *densidad* del aire se entiende¹ la relación que existe entre la masa total de las moléculas de los distintos gases que lo componen y el volumen que ocupa.

El volumen del aire se expresa en centímetros cúbicos, en decímetros cúbicos, o sea el "litro", y cuando se tiene en cuenta también el grado de humedad del aire, en metros cúbicos.

En condiciones físicas normales —temperatura $t = 0^\circ$, presión $p = 760$ mm, altura $A = 0$ m, o sea a nivel del mar y latitud $\varphi = 45^\circ$ —, la densidad del aire seco es:

$$\begin{aligned}\delta_0 &= 1.29307 \text{ kg/m}^3; \\ &= 1.29307 \text{ gr/dm}^3; \\ &= 0.001293 \text{ gr/cm}^3.\end{aligned}$$

Como se desprende de la definición dada, la densidad del aire depende de dos factores: la masa y el volumen. La masa la da el número total de las moléculas y el peso molecular de ellas; el volumen está condicionado por la temperatura que tiene el aire y la presión a que está expuesto. Si alguno de estos factores cambia, automáticamente varía la densidad del aire.

A la *expresión matemática* de la densidad del aire se llega con el siguiente razonamiento:

Como sabemos², comprimiendo el aire encerrado en un recipiente, su volumen disminuye. Por esta razón, sus moléculas disponen de menos espacio; su acomodo, en consecuencia, es más denso. La relación entre los factores que intervienen en el fenómeno lo expresa la LEY DE BOYLE-MARIOTTE. Según ella, supuesta la temperatura constante,

$$P_0 : p = \delta_0 : \delta = V : V_0$$

de donde:

$$\begin{aligned}\delta &= \delta_0 \cdot p : P_0 = \text{const}_1 \cdot p \\ &= \delta_0 \cdot V_0 : V = \text{const}_2 : V\end{aligned}$$

lo que expresa que la densidad del aire es directamente proporcional a la presión bajo la cual se encuentra, e inversamente proporcional al espacio que ocupa. A mayor presión corresponde mayor densidad; a mayor espacio, menor densidad.

Sabemos también³ que calentando el aire, su volumen aumenta, siempre que no se modifique la "presión" bajo la cual se encuentra. En este caso, las moléculas disponen de más espacio; su acomodo resulta, en consecuencia, menos denso. Si, al contrario, quedara conservado el "volumen" del aire durante el calentamiento,

¹ Ver página 28.

² Ver página 28.

³ Ver página 29.

la presión aumentaría, pero no se modificaría la densidad, porque ni el volumen del aire ni el número de moléculas habría cambiado. Estas relaciones las expresa la LEY DE GAY-LUSSAC, según la cual:

$$\begin{aligned}V &= V_0 (1 + \alpha t) = V_0 \cdot T : T_0 = \text{const}_3 \cdot T \\ p &= p_0 (1 + \alpha t) = p_0 \cdot T : T_0 = \text{const}_4 \cdot T \\ \delta &= \delta_0 : (1 + \alpha t) = \delta_0 \cdot T_0 : T = \text{const}_5 : T\end{aligned}$$

Esta última ecuación expresa que la densidad del aire es inversamente proporcional a su temperatura absoluta, mientras no varíe la presión bajo la cual se encuentra.

La fórmula que expresa la influencia de la temperatura y de la presión a la vez, la obtenemos razonando de la siguiente manera:

Una masa de aire puede ser primero comprimida, luego calentada. Durante la compresión obedecerá a la ley de Boyle-Mariotte; durante el calentamiento se comportará conforme a la ley de Gay-Lussac. El primer proceso está expresado por la ecuación:

$$\delta' = \delta_0 \cdot \frac{P}{P_0}$$

el segundo por la ecuación:

$$\delta = \delta' : (1 + \alpha t)$$

Teniendo en cuenta los dos procesos a la vez, resulta:

$$\delta = \frac{\delta_0}{1 + \alpha t} \cdot \frac{P}{P_0} = \delta_0 \cdot \frac{T_0}{T} \cdot \frac{P}{P_0}$$

fórmula que expresa la densidad del aire de acuerdo con sus variables principales: temperatura y presión. La densidad del aire es directamente proporcional a la presión bajo la cual se encuentra, e inversamente proporcional a la temperatura absoluta que tiene.

En la figura 177 se encuentran representados los valores numéricos correspondientes a esta fórmula, valores que pueden ser interpretados indistintamente como densidad —kilogramo de "masa" por metro cúbico—, o como peso específico —kilogramo de "peso" por metro cúbico.

176. Influencia de la humedad. — En el aire siempre hay humedad, o sea cierta cantidad de vapor de agua, variable de un lugar a otro y de un momento a otro.

Según la LEY DE AVOGADRO, en iguales condiciones físicas, el número de moléculas que hay en un determinado volumen es igual para todos los gases. Este número es $27 \cdot 10^{18}$ por cm^3 . En el aire húmedo, las moléculas de agua ocupan sitios que antes, mientras el aire era seco, ocupaban las moléculas de aire. Pero las moléculas de agua son más livianas que las moléculas de aire. Por esta razón, la densidad del aire húmedo

do, como también su peso específico, es menor que el del aire seco.

La corrección que corresponde aplicar a la densidad del aire seco, por su contenido en humedad, se obtiene de la siguiente manera:

Ya que según la Ley de Avogadro, en igualdad de condiciones físicas, en igual volumen se encuentra igual número de moléculas, resulta que entre las densidades de dos gases debe existir la misma relación que entre sus pesos moleculares. Designando con a la densidad del aire y con

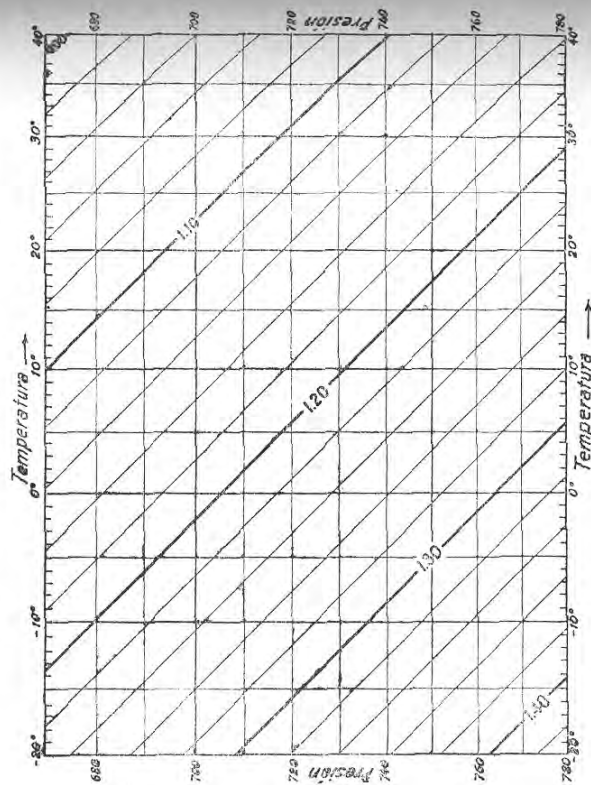


FIG. 177. — Densidad y peso específico del aire en dependencia de su temperatura y presión.

h la densidad del vapor de agua, y con m_a y m_h los pesos moleculares correspondientes, 28.95 y 18.02, respectivamente, se tiene:

$$h : a = m_h : m_a = 18.02 : 28.95$$

de donde:

$$h = \frac{18.02}{28.95} \cdot a \cong \frac{5}{8} \cdot a$$

Comparando ahora los ambientes húmedos, uno en el que la presión del vapor de agua es sólo e mm, con otro en el cual la presión es p mm, basándose en la Ley de Boyle-Mariotte, entre las densidades respectivas existe la misma relación que entre las presiones, o sea que:

$$h' : h = h' : \frac{5}{8} \cdot a = e : p$$

por lo cual:

$$h' = \frac{5}{8} \cdot a \cdot \frac{e}{p}$$

Si este mismo medio estuviese formado por moléculas de aire, en lugar de moléculas de agua, su densidad sería:

$$a' = \frac{8}{8} \cdot a \cdot \frac{e}{p}$$

Sustituyendo, pues, las moléculas de aire por moléculas de agua, la reducción de la densidad del medio es:

$$\Delta a = a' - h' = \frac{3}{8} \cdot a \cdot \frac{e}{p}$$

La densidad del aire húmedo puede ser considerada como igual a la densidad del aire seco, disminuida por esta reducción, o sea:

$$a'' = a - \frac{3}{8} \cdot a \cdot \frac{e}{p} = a \left(1 - \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{p} \right)$$

Usando las designaciones anteriores, y reemplazando a por el valor dado en la fórmula, deducida más arriba, se obtiene:

$$\begin{aligned} \delta &= \frac{\delta_a}{1 + \alpha t} \cdot \frac{p}{p_0} \left\{ 1 - \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{p} \right\} \\ &= \frac{1.29307}{760} \cdot \frac{p}{1 + \alpha t} \left\{ 1 - 0.377 \frac{e}{p} \right\} \end{aligned}$$

fórmula que expresa la densidad del aire ya en relación con tres variables: temperatura, presión atmosférica y grado de humedad.

La reducción de la densidad del aire, por su contenido en humedad, es pequeña. Los valores máximos, correspondientes a aire saturado, son:

$$\begin{aligned} t^\circ &= -20^\circ \quad -10^\circ \quad 0^\circ \quad 10^\circ \quad 20^\circ \quad 30^\circ \quad 40^\circ \quad 50^\circ \\ \Delta \delta &= -0 \quad -1 \quad -3 \quad -6 \quad -10 \quad -18 \quad -31 \quad -50 \text{ gr/m}^3 \end{aligned}$$

Para un ambiente de humedad relativa, de 50 %, por ejemplo, estas correcciones se reducen a la mitad. Por esta razón, los valores representados en la figura 177 pueden ser utilizados también para el aire húmedo, mientras no se necesite una exactitud muy elevada y no se trate de ambientes muy calientes.

177. Influencia de la gravedad. — Si la presión atmosférica no hubiera sido medida con un barómetro aneroide o con termobarómetro, sino con un barómetro de mercurio, entonces correspondería efectuar todavía una corrección por la gravedad, dependiendo de la latitud φ y la altura A del lugar de observación.

La expresión completa de la densidad del aire, de acuerdo con las cinco variables que la determinan —supuesta, pues, medida la presión con un barómetro a mercurio—, sería:

$$\delta = \frac{\delta_0}{1 + \alpha t} \cdot \frac{p}{p_0} \left(1 - 0.377 \frac{e}{p} \right) \left\{ 1 - \frac{2A}{r} - 0.00265 \cdot \cos^2 \varphi \right\}$$

178. **Variación de la densidad.** — Los tres elementos principales que determinan la densidad del aire —temperatura, presión y grado de humedad— acusan considerables variaciones en el tiempo y en el espacio. Por esto se observan también variaciones de consideración en la densidad del aire, tanto en el curso de un día como a lo largo del año, perfilándose a través de ellas netamente la existencia de un *período diurno* y de un *período anual* de la misma.

El aire alcanza su "máxima densidad" a la madrugada, a la salida del sol, y su "mínima densidad" durante las horas de mayor calor. Gran densidad posee el aire, asimismo, en el invierno, y pequeña en verano. En Córdoba, situada en el centro geográfico de la Argentina, la diferencia entre los valores estacionales extremos llega a 20 %.

Grande es también la diferencia de densidades entre la región tropical y las regiones polares. En julio, la densidad media del aire en el polo sur es de 1,536 kg/m³; en el Ecuador, al mismo tiempo, sólo de 1,169 kg/m³; la diferencia es, pues, de 24 %.

179. **Disminución de la densidad con la altura.** — Como sabemos¹, el número de moléculas de los gases que componen el aire, inclusive la cantidad de vapor de agua, disminuye con la altura. Como consecuencia natural, también disminuye la densidad del aire.

Conociendo la temperatura, la presión atmosférica y el grado de humedad del aire en distintas alturas, las densidades correspondientes pueden ser calculadas. Para una expresión matemática sencilla de los valores así obtenidos podría buscarse una parábola o una hipérbola, con la exigencia de que se ajuste lo mejor posible a ellos. La expresión matemática correcta de la *disminución de la densidad* del aire, en *relación con la altura* es:

$$\log \delta = \log \delta_0 + \left(\frac{g}{R\gamma} - 1 \right) \{ \log T - \log T_0 \}$$

donde g significa la aceleración de la gravedad, γ el gradiente térmico, y R la llamada "constante de los gases", cuyo valor es $p_0 : \delta_0 \cdot T_0 = p_0 \cdot V_0 \cdot \alpha$.

Si el aire fuese seco y de igual temperatura en cualquier nivel, la disminución de la densidad seguiría la ley de crecimiento orgánico, de manera que elevándonos en progresión aritmética, encontraríamos la densidad del aire disminuida en progresión geométrica. Debido al descenso continuo de la temperatura con la altura, esta ley no se cumple con el debido rigor.

En la "Atmósfera Standard", con temperatura + 15° en la superficie de la tierra, y por consiguiente, con $\delta_0 = 1,2255$ kg/m³, la reducción de la densidad en progresión geométrica se realiza en las siguientes alturas A :

$\delta_0 = 1$, $\delta_0 = 1,2255$ kg/m ³	$A_0 = 0$ m
$\delta_1 = 1/2 \delta_0 = 0,6128$ "	$A_1 = 6059$ "
$\delta_2 = 1/4 \delta_0 = 0,3064$ "	$A_2 = 12088$ "
$\delta_3 = 1/8 \delta_0 = 0,1532$ "	$A_3 = 16484$ "
	$\Delta A_1 = 6659$ m.
	$\Delta A_2 = 5429$ "
	$\Delta A_3 = 4396$ "

Como se ve, las diferencias de altura ΔA no son constantes, sino que disminu-

¹ Ver página 47.

yen con la altura, debido al descenso de temperatura, que se verifica en la medida de 0,65° por cada 100 m de elevación.

Nota: En atención a que tanto la temperatura del aire como la presión atmosférica y el grado de humedad, que en conjunto determinan la densidad del aire, disminuyen con la altura, parece factible, del valor circunstancial de ellos, deducir la altura en que fueron observados. Con esta posibilidad, de mucho interés para la cartografía, ingeniería, exploraciones científicas, turismo y aviación, nos ocuparemos más adelante, en el capítulo V, D) *Altimetría*.

180. **Vuelco de masas aéreas.** — Los factores "principales" que determinan la densidad del aire son la presión y la temperatura. Ambos disminuyen con la altura. Debido a la disminución de la presión, la densidad del aire, conforme a la ley de Boyle-Mariotte, disminuye, pero debido a la disminución de la temperatura, conforme a la ley de Gay-Lussac, aumenta. En la gran mayoría de los casos prevalece la influencia de la presión, de modo que la densidad del aire disminuye con la altura.

Se entiende que cuanto más rápido es el descenso de la temperatura con la altura, más frenada queda la influencia de la disminución de la presión. Las dos influencias se equilibran, o sea que la densidad del aire queda invariable cuando el descenso de temperatura llega a -3,4° por 100 m de elevación. En este caso, la densidad del aire es la misma en cualquier altura. La atmósfera de esta condición se llama *atmósfera homogénea*.

Supongamos dos alturas, A_1 y A_2 , con las condiciones atmosféricas correspondientes (fig. 178). Las densidades respectivas están expresadas por las fórmulas:

$$\delta_1 = \frac{\delta_0}{1 + \alpha t_1} \cdot \frac{p_1}{p_0} \quad \delta_2 = \frac{\delta_0}{1 + \alpha t_2} \cdot \frac{p_2}{p_0}$$

Si las dos densidades son iguales, entonces:

$$\frac{p_1}{p_2} = \frac{1 + \alpha t_2}{1 + \alpha t_1} = \frac{T_1}{T_2}$$

o sea: en una atmósfera homogénea, entre las temperaturas absolutas existe la misma relación que entre las presiones.

Esta relación puede ser escrita también en la forma:

$$2 \cdot \frac{p_1 - p_2}{p_1 + p_2} = 2 \cdot \frac{T_1 - T_2}{T_1 + T_2}$$

Reemplazando:

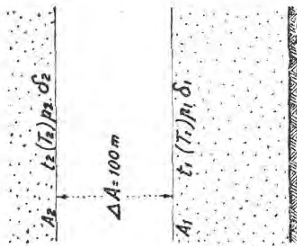


Fig. 178. — Condiciones atmosféricas reinantes en dos niveles, separados 100 m.

$p_1 - p_2$ por Δp = disminución de la presión;
 $(p_1 + p_2) : 2$ " p = promedio de presiones;
 $T_1 - T_2$ " ΔT = disminución de la temperatura;
 $(T_1 + T_2) : 2$ " T = promedio de temperaturas,

y despejando ΔT , se tiene:

$$\Delta T = T \cdot \frac{\Delta p}{p}$$

En el subcapítulo siguiente se demostrará que un desnivel $\Delta A = A_1 - A_2$ puede ser expresado por la fórmula:

$$\begin{aligned}
 \Delta A &= -k(1 + \alpha t) \frac{\Delta p}{p} \\
 &= -k \frac{T}{T_0} \cdot \frac{\Delta p}{p}
 \end{aligned}$$

donde k significa una "constante", cuyo valor numérico, para la región central de la Argentina, es 8030. De esta relación resulta que:

$$\frac{\Delta p}{p} = -\frac{\Delta A}{k} \cdot \frac{T_0}{T}$$

lo que, substituido en la fórmula anterior, da:

$$\Delta T = -\frac{\Delta A \cdot T_0}{k}$$

Para un desnivel $\Delta A = 100$ m, obtenemos:

$$\Delta T = -\frac{100 \cdot 273.16^\circ}{8030} = -3.42^\circ$$

gradiente térmico que conocemos ya por el nombre de *gradiente isotérico u homógeno*.

Desde el momento en que el gradiente térmico llega a ser mayor de $-3.4^\circ/100$ m, prevalece sobre la densidad del aire la influencia de la temperatura. El aire en la altura llega a ser, entonces, más denso que el aire que cubre el suelo, situación que no puede durar. El aire pesado cae sobre la superficie de la tierra, desapareciendo por la misma y desalojando de este modo al aire liviano que la cubre.

Ese "vuelco" o "inversión" de las masas aéreas es muy frecuente en la Naturaleza. En realidad, forma la esencia del fenómeno llamado *convección de las masas aéreas*. Se realiza en todas las dimensiones, desde las más pequeñas, milimétricas, hasta las muy grandes, kilométricas. Estas últimas desempeñan un papel de importancia en la formación de las tormentas (véase Cap. VII).

181. Importancia de la densidad para la meteorología. — Consideremos dos prismas de aire, P_1 y P_2 (fig. 179), que cubren dos regiones, separadas por la distancia D . Supongamos que la presión atmosférica por

encima de estos prismas es idéntica, p_0 , pero distinta en la base de ellas, siendo en la primera p_1 y en la segunda p_2 . Unamos estos dos prismas por medio de un túnel cuya sección sea $s = 1$. El prisma de aire que contiene este túnel es presionado, en uno de sus frentes, por la fuerza p_1 , y en el otro, por la fuerza p_2 . Cuando la diferencia de estas dos presiones $\Delta p = p_1 - p_2$, llega a ser lo suficientemente potente como para vencer la resistencia que el rozamiento opone al desplazamiento de este prisma, el aire se pone en movimiento. Dicho de otra manera: *se inicia el viento*.

Las presiones a que está expuesto este prisma son:

$$p_1 = p_0 + A \cdot \delta_1 \cdot g$$

$$\text{y} \quad p_2 = p_0 + A \cdot \delta_2 \cdot g$$

donde A significa la altura de los prismas, δ las densidades, y g la aceleración de la gravedad. De estas dos ecuaciones se deduce que:

$$p_1 - p_2 = \Delta p = A \cdot g(\delta_1 - \delta_2)$$

o sea que:

$$\Delta p = \text{const.} \cdot \Delta \delta$$

lo que indica que la diferencia de presiones es proporcional a la diferencia de densidades. Cuanto mayor es la diferencia de den-

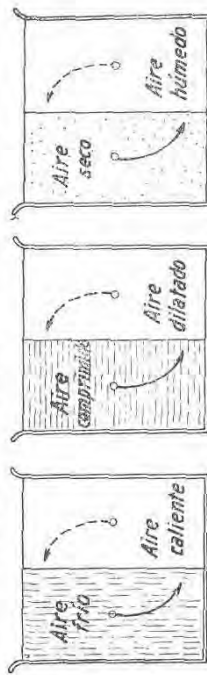


FIG. 180. — El aire trata de acomodarse conforme a su densidad. El aire frío desaloja al aire caliente, el aire comprimido al aire dilatado y el aire seco al aire húmedo.

sidades, mayor es la "posibilidad" de que el aire se ponga en movimiento y se inicie el viento.

Estos movimientos tienen como finalidad realizar un acomodo de las masas aéreas sobre la superficie de la Tierra, conforme a su densidad: las pesadas, en contacto con el suelo; las livianas, en la altura. Teniendo en cuenta los tres factores que determinan la densidad del aire, puede decirse también (fig. 180) que:

el aire frío desaloja al aire caliente;
 el aire seco desaloja al aire húmedo;
 el aire presionado desaloja al aire dilatado.

La causa de todos estos movimientos es la *fuerza de gravedad*. En cuanto se produce alguna diferencia de densidad, existe la posibilidad de su intervención.

Como puede deducirse de estas pocas consideraciones, el conocimiento de la densidad del aire en los distintos lugares de la Tierra sería de mucha utilidad para la comprensión y, como resultado, también para la previsión de los movimientos de las masas aéreas. Desgraciadamente, no existe todavía ningún aparato mediante el cual pueda adquirirse este conocimiento. La densidad del aire no se mide; cuando se necesita, es menester calcularla.

Este inconveniente se suple, en gran parte, teniendo en cuenta que, según la última fórmula, la diferencia de presiones entre dos lugares es proporcional a la diferencia de densidades existente en los mismos. El conocimiento de la distribución de la presión atmosférica puede reemplazar, de esta manera, al conocimiento de la distribución de la densidad. Por esta razón, la presión atmosférica adquiere un lugar preponderante entre los elementos meteorológicos, llegando a ser el *barómetro* uno de los aparatos de mayor importancia.

182. Importancia de la densidad para la aviación. — Para que un avión pueda volar, es necesario que sea "sostenido" en el aire y que pueda vencer la "resistencia a su avance".

La *sustentación* del avión es tanto más fácil cuanto mayor es la superficie alar, cuanto mayor es su velocidad y cuanto mayor es la densidad del aire.

Designando con s_0 la superficie horizontal del avión, con δ la densidad del aire, con g la aceleración de la gravedad, con v la velocidad del vuelo, y con c_a un coeficiente que depende de la forma del avión, la sustentación S del avión está expresada por la fórmula:

$$S = c_a \cdot s_0 \cdot \frac{\delta}{2g} \cdot v^2$$

En invierno y en las horas de la mañana, en que la densidad del aire es elevada, se requiere poca velocidad para despegar el avión del suelo y sostenerlo en el espacio; el *decolaje* y el *atterrizaje* resultan fáciles. Lo contrario sucede en verano y en las horas de mucho calor, cuando la densidad del aire es pequeña. En este caso, se necesita mayor velocidad. El *decolaje* y el *atterrizaje* son dificultados.

La densidad del aire disminuye con la altura. Por esta razón, cuanto más alto se encuentra un aeródromo, mayor velocidad necesita el avión para despegar del suelo. Pero, para adquirir mayor velocidad se necesita más tiempo y mayor espacio. El *corrienteo* del avión resulta forzosamente más largo. En consecuencia, las pistas de *atterrizaje* situadas en lugares elevados deben tener mayor longitud que aquellas que se encuentran ubicadas en lugares muy bajos, próximos al nivel del mar.

También la *resistencia al avance* que encuentra el avión depende de la densidad del aire. En capas atmosféricas bajas, en que la densidad es elevada, igualmente lo es la resistencia. Lo contrario sucede en las capas altas, en que la densidad es pequeña. En ellas, también la resistencia al avance es pequeña, y por consiguiente, la velocidad del vuelo puede ser mayor. Es por esta razón que se buscan las grandes alturas cuando se pretende alcanzar gran velocidad en el vuelo.

La resistencia al avance, R , se expresa, a su vez, por la fórmula:

$$R = c_v \cdot s_v \cdot \frac{\delta}{2g} \cdot v^2$$

donde s_v significa la superficie frontal del avión, y c_v un coeficiente dependiente de la forma del mismo.

La densidad del aire es un factor importante, asimismo, para el proceso de *carburación*. Por la disminución de la densidad del aire con la altura entra cada vez menos aire, y por consiguiente, también menos oxígeno en el carburador. La mezcla detonante resulta así demasiado rica, su combustión es imperfecta, y por consiguiente, aminorado su rendimiento.

Para evitar esta disminución de la potencialidad del motor hay que cuidar que en el carburador entre siempre, a cualquier altura que se encuentre el avión, la cantidad de aire necesaria para la combustión. Esto se consigue con el empleo del llamado "corrector altimétrico".

C) IMPORTANCIA DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA

183. Factores que determinan la presión atmosférica. — De la ecuación que expresa la densidad del aire en relación con la presión y la temperatura, puede despejarse la *presión atmosférica*, obteniendo:

$$p = \frac{\delta}{\delta_0} \cdot (1 + \alpha t) \cdot p_0$$

$$= \frac{\delta}{\delta_0} \cdot \frac{T}{T_0} \cdot p_0$$

y con los valores numéricos respectivos, $\delta_0 = 1,29307 \text{ kg/m}^3$, $p_0 = 760 \text{ mm}$ y $T_0 = 273,16^\circ$.

$$p = 587,8 \cdot \delta \cdot (1 + \alpha t)$$

$$= 2,152 \cdot \delta \cdot T$$

En caso de tener en cuenta también la pequeña influencia que el

grado de humedad del aire ejerce, estas fórmulas se transforman en:

$$p = 587,8 \cdot \delta \cdot (1 + \alpha t) \cdot \left(1 - \frac{e}{8 \cdot p}\right)$$

$$= 2,152 \cdot \delta \cdot T \cdot \left(1 - \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{p}\right)$$

Como se desprende de ellas, la magnitud de la presión atmosférica depende de la densidad del aire, de su temperatura y de su grado de humedad. La presión que ejerce el aire denso es mayor que la del aire raro; la presión del aire caliente, mayor que la del aire frío, y la presión del aire húmedo, menor que la del aire seco.

La presión atmosférica no varía mucho a lo largo de la superficie de la Tierra, ni tampoco acusa mayores cambios en el curso del año. La máxima presión, 802 mm, fué observada en la ciudad de Tomsck, Siberia, el 16 de diciembre de 1877, acompañada de una temperatura de $-40,3^{\circ}\text{C}$. La mínima, 684 mm, en Japón, en el Observatorio Muroto, el 21 de septiembre de 1934. La diferencia alcanza a sólo 118 mm.

En la Argentina, la diferencia entre las presiones observadas es todavía menor. En Buenos Aires, la máxima registrada es de 779,1 mm; la mínima, de 741,1 mm, lo que da una diferencia de sólo 38 mm. En la isla de los Estados, la diferencia alcanza a 68 mm.

184. Gradiente de presión. — La "diferencia de presiones" entre dos lugares no es todavía un elemento de juicio suficiente para fundar en él deducciones sobre probables movimientos aéreos. Es necesario tener en cuenta también la "distancia" entre los dos lugares, o sea la longitud del prisma de aire que tendrá que ser movido. Una misma "diferencia de presiones" puede surtir mucho efecto si se presenta a corta distancia, y poco si corresponde a dos lugares muy alejados entre sí. Por esta razón, para valorar las diferencias de presiones en su justa medida, es necesario reducirlas a una misma distancia de referencia. El valor así obtenido, introducido en la meteorología en 1867 por Th. Stevenson, se llama *gradiente de presión*.

La distancia de referencia era antes de 111 km, o sea la longitud de un arco de meridiano, cuyo ángulo céntrico es 1° . Hoy, conforme a un convenio internacional, esta distancia es de 100 km.

El gradiente de presión tiene mucha semejanza con la *pendiente del terreno*, expresada por la subida o bajada del mismo, entre dos puntos distantes 100 m. Si, por ejemplo, un camino sube desde un lugar ubicado a 235 m de altitud, hasta otro lugar a 280 m de altitud, distante 560 m, la pendiente es, usando las anotaciones de la figura 181:

$$p\% = 100 \cdot \frac{A_2 - A_1}{D}$$

$$= 100 \cdot \frac{280 - 235}{560} = 8\%$$

Análogamente se calcula el *gradiente de presión*. Si en Córdoba fué observada una presión $p_1 = 1017,1$ mb, en Paraná una presión $p_2 = 1018,6$ mb, y teniendo en cuenta que la distancia D entre los dos lugares es de 348 km, se obtiene:

$$\gamma = 100 \cdot \frac{p_2 - p_1}{D}$$

$$= 100 \cdot \frac{1018,6 - 1017,1}{348} = 0,35 \text{ mb/100 km}$$

Los gradientes de presión son en general pequeños. Valores de 10 % y más sólo se encuentran en los ciclones tropicales.

Nota: Si cortamos el terreno por varios planos verticales que pasan por un mismo punto, obtenemos varias "pendientes". Entre todas ellas, la que reviste mayor interés es la *pendiente máxima*, porque por ella corre el agua de lluvia.

Lo mismo se puede decir del "gradiente". Hay tantos gradientes como direcciones se consideren. Entre ellos, el de mayor importancia es el *gradiente máximo*, porque indica la dirección en que fluye el aire. Sólo a este "gradiente" nos vamos a referir en adelante.

185. Isobaras. — Para una comprensión cabal del estado de movimiento del aire en la cercanía de la tierra, en determinado instante, es necesario conocer la distribución de la presión atmosférica. Este conocimiento se adquiere por la medición directa de ella en muchos lugares, reduciendo los valores obtenidos a un mismo nivel y ubicándolos en un plano o mapa, y buscando luego, por interpolación, aquellos lugares en que la presión atmosférica tiene una magnitud determinada, expresada por algún número entero. Uniendo los puntos así obtenidos se logra una línea, llamada *isobara*, o *línea isobárica*.

Como se deduce de esta descripción, las *isobaras* son líneas imaginarias, que unen aquellos puntos del terreno en que la presión atmosférica, reducida al nivel del mar, es idéntica. En consecuencia, las *isobaras* son líneas de igual presión atmosférica.

El primero que dibujó isobaras fué el inglés Brandes, en 1819.

Para informarnos sobre la distribución de la presión en el espacio empleamos un procedimiento análogo. Imaginamos unidos todos los puntos del espacio en que la presión tiene un valor determinado. La superficie así obtenida se llama *superficie isobárica*.

La distribución de la presión atmosférica en el espacio suele representarse por medio de "líneas isobáricas", que se obtienen cortando las

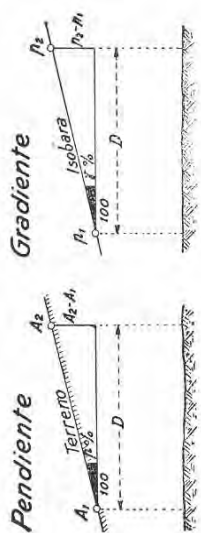


FIG. 181. — Analogía entre la pendiente del terreno y el gradiente de presión.

superficies isobáricas con planos verticales y planos horizontales. Entre estos últimos, el de mayor importancia es el plano horizontal, coincidente con el nivel del mar, mencionado más arriba.

Llama la atención la poca inclinación de las líneas isobáricas que se obtienen cuando las superficies isobáricas son cortadas con planos verticales. Estas líneas se parecen a líneas rectas, paralelas a la superficie de la Tierra.

Volviendo al ejemplo anterior, la presión atmosférica es en Paraná 1.5 mb más alta que en Córdoba. Supuesto que tengamos que elevarnos, en Paraná, 11.2 m para



FIG. 182. — Inclinación de las isobaras en dependencia del gradiente de presión, expresado en milímetros y en milibares.

que la presión disminuya 1 mm, 0, que es lo mismo, 8.4 m para que disminuya 1 mb, la altura Δa , en que se encuentra la isobara de Córdoba es $8.4 \times 1.5 \text{ m} = 12.6 \text{ m}$. La inclinación de la isobara es, en consecuencia:

$$\alpha'' = \rho'' \cdot \frac{\Delta a}{D} = 206265'' \cdot \frac{12.6 \text{ m}}{348000 \text{ m}} = 7.5''$$

o sea una línea sensiblemente horizontal. Su inclinación es sólo de 4 cm por kilómetro. Para representar esta pequeña inclinación en algún corte vertical, es forzoso aumentar la escala de las alturas y reducir la de las distancias.

En la figura 182 se encuentran representadas las inclinaciones de las isobaras para los distintos gradientes, expresados en "milímetros" o en "milibares".

186. Formaciones bariacas. — En la representación de la presión atmosférica por medio de isobaras aparecen siempre ciertas *formaciones típicas*, íntimamente ligadas con el estado del tiempo reinante. R. Abercromby fué el primero, en 1887, que observó esta particularidad. El número de las formaciones típicas es 13. Teniendo en cuenta su importancia en meteorología, se encuentran representadas en las figuras 183 y 184.

Observando estas figuras, salta a la vista la semejanza con representaciones de la topografía del terreno o por medio de "curvas de nivel", o sea líneas que se obtienen cortando el terreno con planos horizontales equidistantes y que se proyectan sobre un plano horizontal. De este modo, las *curvas de nivel* unen todos los puntos del terreno de "igual altura", y las *isobaras*, todos los puntos de "igual presión".

Cuando llueve, el agua corre por el terreno del lugar alto hacia el lugar bajo,

por la línea de mayor pendiente, o sea perpendicularmente a las curvas de nivel. Lo mismo hace el aire por la superficie de la Tierra; fluye de la región de alta presión hacia la región de baja presión, por la línea de mayor pendiente bariaca, coincidente con la dirección del gradiente de presión. Estas *líneas de flujo* de aire,

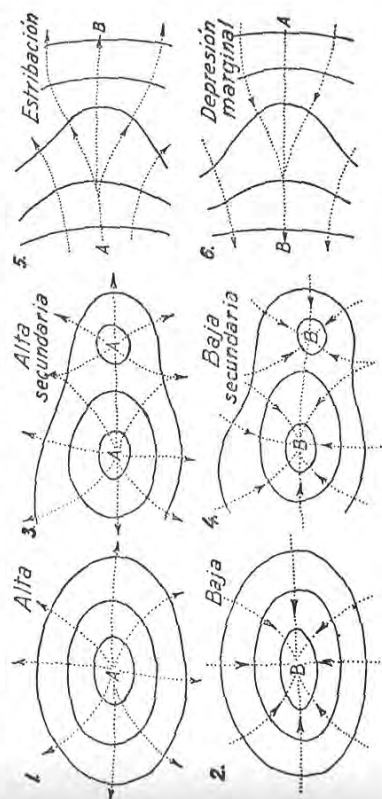


FIG. 183. — Formas típicas de isobaras, con las líneas de flujo de aire correspondientes.

representadas en las figuras por medio de líneas punteadas, facilitan la comprensión de las formaciones bariacas y hacen entrever su importancia.

1. *Alta* o "región de alta presión", llamada también anticiclón A. Está compuesta por isobaras que rodean un lugar de mayor presión. Las líneas de flujo

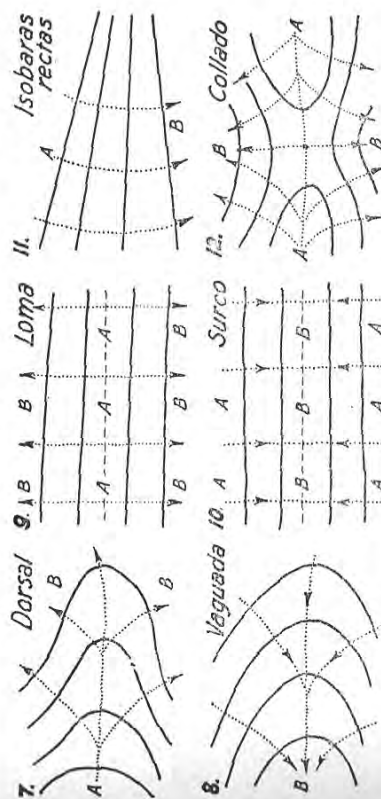


FIG. 184. — Otras formas típicas de isobaras, con las líneas de flujo de aire correspondientes.

son "divergentes". La formación tiene parecido con una elevación del terreno.

2. *Baja* o "región de baja presión", llamada también ciclón B. Está formada por isobaras que rodean el lugar de menor presión. Las líneas de flujo son "convergentes". La formación se asemeja a una depresión del terreno.

3. *Alta secundaria.* Acusa las mismas características de la alta, sólo su intensidad es menor. Tiene semejanza con una elevación de menor altura, al lado de una prominencia mayor.

4. *Baja secundaria.* Posee las mismas características que la baja, siendo más reducida su intensidad. Tiene semejanza con un bajo del terreno al lado de una depresión mayor.

5. *Estribación.* Representa una forma en que alguna isobara está combatida "hacia afuera", afectando sensiblemente el curso de las líneas de flujo.

6. *Depresión marginal.* A su vez, representa una forma en que alguna isobara está combatida "hacia adentro", afectando en forma apreciable las líneas de flujo.

7. *Dorsal.* Está formada por varias isobaras combatidas hacia afuera. Representa el caso común de la divergencia de las líneas de flujo del aire.

8. *Vaguada.* Está formada por varias isobaras combatidas hacia adentro. Es el caso corriente de convergencia de las líneas de flujo de aire. Se distinguen dos variedades de vaguada: cuando las isobaras están redondeadas, se habla de una vaguada o depresión en forma de U, y cuando son angulosas, de vaguada o depresión en forma de V.

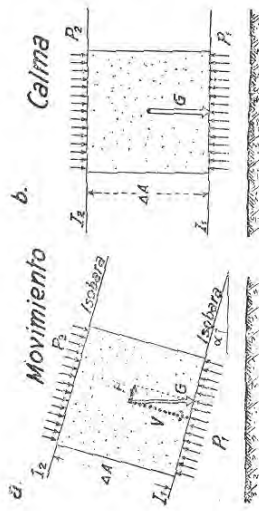


FIG. 185. — Calma existe sólo cuando las superficies isobáricas son horizontales. Si son inclinadas, el aire tiende a fluir hacia el lugar de baja presión.

ras paralelas, pero que encierran una "baja" entre sí. Tiene semejanza con un valle en la montaña. Hacia el mismo corren las líneas de flujo de aire, desde direcciones opuestas.

11. *Isobaras rectas.* Representan una formación parecida a las faldas en la montaña. Las líneas de flujo del aire se asemejan a arcos de círculos.

12. *Collado o silla.* Es una formación caracterizada por la presencia de dos "altas" y dos "bajas", con líneas de flujo en parte divergentes y en parte convergentes. Su equivalente en la topografía es el paso en la montaña.

13. *Pantano.* Si la presión atmosférica es uniforme en una gran extensión, el caso no puede ser representado gráficamente por medio de isobaras. Por su semejanza con un "pantano", se lo denomina de esta manera.

187. **Condiciones de equilibrio en la atmósfera.** — Imaginemos una masa aérea de forma prismática, limitada por dos superficies isobáricas planas, paralelas, inclinadas respecto a la horizontal el ángulo α (fig. 185). Este prisma está presionado, en su cara inferior, por la fuerza unitaria p_1 , de manera que la presión total que soporta es $P_1 = p_1 s$, significando s la superficie. En su cara superior es presionado por la fuerza unitaria p_2 ; la presión total a que está expuesto es, pues, $P_2 = p_2 s$. Las presiones laterales se equilibran, por lo cual no se tienen en cuenta.

El peso de este prisma lo designamos con G . Su valor es $\Delta A \cdot s \cdot \delta \cdot g$, donde ΔA significa la altura del prisma, o sea el distanciamiento de las superficies isobáricas, δ la densidad del aire, y g la aceleración de la gravedad. Este peso actúa como una fuerza, en la dirección de la vertical. La misma puede ser descompuesta en una componente, $V = G \cdot \cos \alpha$, perpendicular a las superficies isobáricas, y en otra $H = G \cdot \sin \alpha$, paralela a las mismas.

El componente H trata de mover el prisma de aire hacia el lugar de menor presión. Como consecuencia del "flujo del aire" que se produce, la densidad del aire aumenta progresivamente en este lugar, y paralelamente con ella, también la presión. El proceso prosigue hasta que queda uniformada la presión, y con ello horizontalizadas las superficies isobáricas. Cuando se consigue este estado, el componente H queda reducido a 0. No existe más fuerza alguna en condiciones de sostener el movimiento. Principia a reinar calma, hasta tanto no se produzca una nueva perturbación que sea capaz de desequilibrar las presiones e inclinar las superficies isobáricas.

Este ejemplo nos permite deducir las condiciones del equilibrio dinámico de una masa aérea.

Para que una masa aérea se encuentre en reposo, es necesario que las superficies isobáricas que limitan su extensión vertical sean planas o horizontales y, como tales, paralelos. Cuando esta condición no se encuentra cumplida, o sea: cuando las superficies isobáricas están inclinadas, el aire tiene tendencia a ponerse en movimiento y a "fluir" desde el lugar de alta presión atmosférica hacia el lugar de baja presión. El movimiento se inicia cuando la fuerza disponible es capaz de vencer la resistencia que el rozamiento opone, y prosigue mientras conserve la intensidad necesaria.

Como consecuencia del movimiento de las masas aéreas, o sea debido al viento, las presiones atmosféricas se igualan y las superficies isobáricas se nivelan. Con ello desaparece la razón del movimiento. Las masas aéreas se calman, el ambiente se tranquiliza. El nuevo estado de reposo perdura mientras no se presente alguna nueva fuerza perturbadora.

Como hemos visto antes¹, la presión atmosférica depende de la densidad del aire, y ésta, a su vez, de la temperatura y grado de humedad. Para que exista calma en la atmósfera, es necesario, por consiguiente, no sólo que exista igualdad de presiones en el mismo nivel, sino también igualdad de densidades, de temperaturas y grados de humedad. Las condiciones de equilibrio dinámico están cumplidas, pues, sólo cuando tanto las superficies de igual presión como las de igual densidad, temperatura y grado de humedad, son planos horizontales, paralelos a la superficie del mar.

Las desigualdades en la temperatura y grado de humedad del aire, y mediante ellas las desigualdades en la densidad y la presión atmos-

¹ Véase pág. 251.

férica, causantes de toda clase de movimientos en el seno de la atmósfera, las produce el *calor solar*. El nuevo acomodo de las masas aéreas perturbadas, conforme a sus densidades, lo realiza la *fuerza de gravedad*.

Como se deduce de esta descripción, la *fuerza perturbadora* de nuestra atmósfera es el "calor solar", y la *fuerza reguladora*, la "gravedad". Aquella es una fuerza revolucionaria; ésta, una fuerza conservadora. Los fenómenos atmosféricos que nos es dable observar a lo largo del tiempo no son sino aspectos momentáneos de la lucha que sostienen estas dos fuerzas desde el principio de la creación.

188. Importancia de la presión atmosférica. — Como acabamos de ver, para que pueda haber movimiento de masas aéreas es necesario que existan desigualdades en la presión atmosférica.

Por esta razón, el *conocimiento* de la distribución de la presión atmosférica por la superficie de la Tierra resulta imprescindible, tanto para la explicación como para la previsión de los movimientos de masas aéreas, o sea de los vientos. Este conocimiento se adquiere por medio de la observación de la altura de la columna mercurial, cuyo peso contrarresta la presión atmosférica.

El *barómetro* resulta, por esta razón, uno de los instrumentos de mayor importancia, por lo cual no debe faltar en ninguna estación meteorológica, pues facilita el conocimiento de la distribución de la *presión atmosférica*, fundamento del análisis del estado atmosférico, y de la previsión de sus modificaciones. (Véase también § 181.)

D) ALTIMETRÍA BAROMÉTRICA

189. Principio de la medición. — Si instalamos dos barómetros en lugares de distinta altitud, notamos que la altura de la columna de mercurio es menor en el lugar más elevado. La explicación de este fenómeno es sencilla. En el lugar elevado, el peso de la columna de mercurio tiene que equilibrar el peso de una columna de aire menor que en el lugar bajo. Repitiendo estas observaciones en muchos lugares, comprobamos pronto que con cada altura está ligada una determinada presión atmosférica, por lo cual, a la inversa, es posible *determinar la altura del lugar por la presión atmosférica* que reina en el mismo.

El primero que demostró esta relación fué Péricier, conde de Pascal, quien, por indicación de éste, en 1648, escaló el cerro Puy de Dôme, comprobando de un modo convincente la disminución de la presión atmosférica con la altura.

190. Ecuación diferencial de la hipsometría barométrica. — Sean P_1 y P_2 , dos puntos del terreno, de altura A_1 y A_2 , respectivamente (fig. 186). Si el desnivel entre ellos, $A_2 - A_1$, es pequeño, podemos decir que los dos puntos están separados por una "diminuta altura" $dA = A_2 - A_1$. Midamos ahora la presión atmosférica en los dos puntos. En el punto bajo, la altura de la columna de mercurio es b_1 ; en el punto alto, b_2 . La diferencia de estas alturas, $b_1 - b_2$, es una cantidad pequeña, que vamos a designar con $-db$. El signo "menos" se debe a la circunstancia de que la presión atmosférica disminuye con la altura.

Sabemos ya (véase fig. 11) que el barómetro funciona como una balanza. En uno de los platillos presiona el aire; en el otro, el peso de la columna de mercurio. Si trasladamos esta balanza desde el punto P_1 al punto P_2 , el peso de la columna de mercurio disminuye tanto como el peso de la columna de aire.

La disminución del peso de la columna de aire es igual al peso del cilindro de aire, cuya altura es igual al desnivel dA , y cuya sección s es la superficie del platillo. Designando con δ la densidad del aire, y con g la aceleración de la gravedad, se tiene para el peso de este cilindro:

$$Q_a = s \cdot dA \cdot \delta \cdot g$$

La disminución del peso de la columna de mercurio es, a su vez, designando con m la densidad del mercurio:

$$Q_m = -s \cdot db \cdot m \cdot g$$

Igualando las dos cantidades y simplificando, se tiene:

$$dA \cdot \delta = -db \cdot m$$

de manera que:

$$dA = -\frac{m}{\delta} \cdot db$$

La diferencia entre la densidad del mercurio y la densidad del aire es muy grande, de modo que a una pequeña variación en la altura de la columna de mercurio corresponde ya un desnivel considerable. Conviene, por esta razón, expresar las variaciones de db en milímetros, y las variaciones de dA en metros, o sea en unidades 1000 veces mayores. Procediendo de esta manera se obtiene:

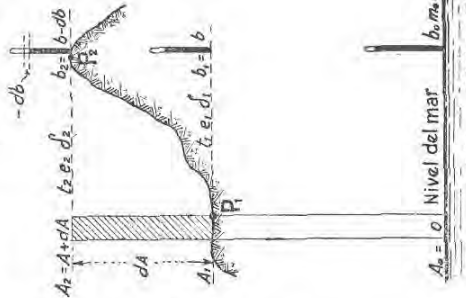


FIG. 186. — Elementos que determinan la disminución de la presión atmosférica con la elevación.

$$dA = -\frac{m}{1000 \cdot \delta} \cdot db$$

Esta es la *ecuación diferencial* de la hipsometría barométrica en su forma primitiva.

Si para db suponemos una cantidad determinada, 1 mm de Hg. por ejemplo, entonces la fórmula puede ser escrita en la forma:

$$dA = -\frac{\text{constante}}{\delta}$$

que dice que la altura dA a la que tenemos que elevarnos para que la presión atmosférica se reduzca 1 mm, es inversamente proporcional a la densidad del aire. La densidad del aire disminuye con la altura; por consiguiente, aumenta la elevación requerida.

El mercurio es un líquido. Su densidad no depende de la presión, sino sólo de su temperatura. El valor que se emplea en los cálculos, $m = 13.59545$ g/cm³, es el correspondiente a 0° C. Por esta causa, la reducción de la altura de la columna de mercurio se efectúa a esta temperatura. En cambio, el aire es un gas. Su densidad no sólo depende de la temperatura, sino también, como lo hemos demostrado en la página 242, de la presión y de su grado de humedad. Reemplazando, pues, δ por su valor circunstancial, se obtiene:

$$dA = -\frac{m}{1000 \delta_0} \cdot \frac{(1 + \alpha t)}{\left(1 - \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{b}\right)} \cdot \frac{b_0}{b} \cdot db$$

supuesto que las presiones hubieran sido medidas con un aneróide. En caso de haber sido empleado un barómetro de mercurio, las presiones obtenidas tendrían que ser corregidas, todavía, por la gravedad reinante en el lugar.

Uniendo en un solo coeficiente k_0 todos los factores constantes, se tiene:

$$dA = -k_0 \cdot (1 + \alpha t) \cdot \left(1 + \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{b}\right) \cdot \frac{db}{b}$$

Esta es la *ecuación diferencial* de la hipsometría barométrica en su forma definitiva.

La fórmula precedente puede ser simplificada aún, si se tiene en cuenta que la influencia de la humedad del aire es pequeña y de escasa variación en el curso del año, por lo cual puede ser considerada como "constante", eligiendo para e y b los valores climatológicos medios de la región. La fórmula anterior adquiere, por consiguiente, el siguiente aspecto:

$$dA = -k \cdot (1 + \alpha t) \cdot \frac{db}{b}$$

siendo el valor de:

$$k = \frac{m}{1000 \cdot \delta_0} \cdot b_0 \cdot \left(1 + \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{b}\right) = 7991 \cdot \left(1 + \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{b}\right)$$

Como puede deducirse de esta fórmula, la cantidad dA que tenemos que elevarnos, para que la presión db , disminuya 1 mm, depende de la temperatura del aire y de la presión atmosférica que reina en el lugar. Supuesta constante la temperatura del aire, la elevación necesaria es inversamente proporcional a la presión. Cuanto menor es la presión, mayor es esta elevación.

Los valores numéricos del coeficiente k , para los principales lugares de nuestra región geográfica, son:

Buenos Aires	$k = 8035$	Montevideo	$k = 8034$
Córdoba	$= 8030$	Asunción	$= 8050$
Tucumán	$= 8038$	Santiago de Chile	$= 8024$
Mendoza	$= 8027$	La Paz	$= 8022$
Bariloche	$= 8016$	Lima	$= 8051$
Santa Cruz	$= 8014$	Quito	$= 8031$

191. Escalón barométrico.—La ecuación anterior puede ser escrita también en la forma:

$$dA = -\left\{k \cdot \frac{(1 + \alpha t)}{b}\right\} \cdot db$$

$$= -P \cdot db$$

Si la variación de la presión $db = 1$ mm, entonces P significa un desnivel, y se llama *escalón o paso barométrico*.

El "escalón barométrico" es, en consecuencia, el desnivel que corresponde a una variación de la altura de la columna de mercurio de 1 mm.

Valores numéricos del escalón barométrico para distintas temperaturas y presiones, calculadas con la constante $k = 8020$, se encuentran en la figura 187. Estos valores corresponden a la región central de la Argentina, en particular a las serranías de Córdoba, ya que la constante empleada corresponde a sus condiciones climatológicas, caracterizadas por $e \cong 6$ mm, $b \cong 640$, o sea $A \cong 1600$ m. Igualmente, se ajustan muy bien a las condiciones climáticas de la región patagónica.

Sobre los valores de escalón en distintas alturas ilustra la figura 188. Los cálculos respectivos fueron ejecutados con la constante $k = 8000$. Los valores representados corresponden a la zona del Río de la Plata.

192. Determinación de desniveles.—La ecuación diferencial establecida para un diminuto desnivel, dA , puede ser empleada también para "diferencias de alturas" $\Delta A = A_2 - A_1$, ya de consideración, siempre que no se busque un grado de exactitud muy elevado.

Supongamos que se ha observado la presión atmosférica y la tempe-

ratura del aire en los dos extremos del desnivel (véase fig. 186). Con estos datos formaremos:

$$\text{el promedio de las temperaturas} \quad t = (t_1 + t_2) : 2$$

$$\text{el promedio de las presiones} \quad b = (b_1 + b_2) : 2$$

$$\text{la diferencia de presiones} \quad \Delta b = b_1 - b_2$$

las que, introducidas en la ecuación diferencial, dan la fórmula:

$$\Delta A = -k \cdot (1 + \alpha t) \cdot \frac{\Delta b}{b}$$

donde ΔA significa la diferencia de las alturas $A_2 - A_1$,

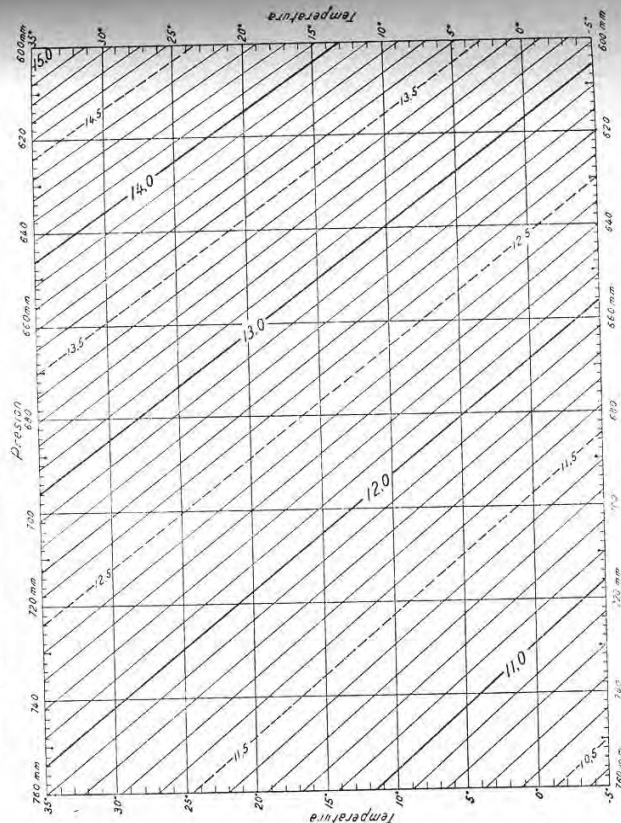


Fig. 187. — Escalón barométrico para distintas temperaturas y presiones.

Si el promedio de las temperaturas observadas es igual a la "temperatura media" de la columna de aire entre los dos niveles, el resultado que se obtiene mediante esta fórmula es bueno. Este es el caso cuando el descenso de la temperatura es "proporcional" a la altura, o sea, cuando el gradiente térmico y es constante, exigencia que se cumple en la mayoría de los casos. Según el grado de exactitud que se pretende obtener, la fórmula puede ser aplicada hasta un par de centenares de metros.

Muy cómodo y rápido resulta el cálculo por medio del *escalón barométrico*, porque en este caso, el *desnivel* es simplemente el

producto del escalón por la variación de la presión atmosférica:

$$\Delta A = -P \cdot (b_1 - b_2) \quad (V. 27)$$

El valor del escalón barométrico se saca de la figura 187, de acuerdo con el promedio de las temperaturas y el promedio de las presiones observadas.

Escalón barométrico

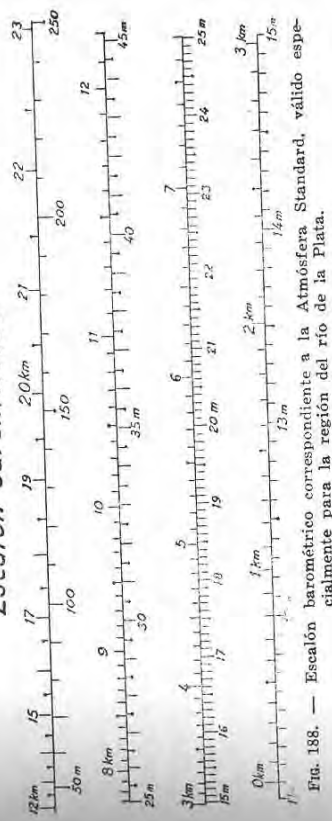


Fig. 188. — Escalón barométrico correspondiente a la Atmósfera Standard, válido especialmente para la región del río de la Plata.

EJEMPLO: En dos puntos, P_1 y P_2 , de las sierras de Córdoba, han sido medidas, con un aneróide, las presiones $b_1 = 705.3$ mm, y $b_2 = 692.7$ mm, y con un termómetro de honda las temperaturas del aire, $t_1 = 24.2^\circ$ y $t_2 = 25.6^\circ$, respectivamente. La mayor temperatura en P_2 se debe al tiempo empleado en la ascensión, que insumió unos 40". ¿Cuál es el desnivel?

La constante a emplear es $k = 8030$. Con ella

$$\Delta A = -8030 \cdot \left(1 + \frac{t}{273.16}\right) \cdot \frac{\Delta b}{b}$$

$$= -\{8030 + 29.40 \cdot t\} \cdot \frac{\Delta b}{b}$$

Siendo:

$$t_1 = + 24.2^\circ \quad b_1 = 705.3 \text{ mm}$$

$$t_2 = + 25.6^\circ \quad b_2 = 692.7 \text{ mm}$$

$$t_1 + t_2 = 49.8^\circ \quad b_1 + b_2 = 1398.0 \text{ mm}$$

$$t = 24.9^\circ \quad b = 699.0 \text{ mm}$$

$$b_1 - b_2 = -12.6 \text{ mm}$$

Con estos valores:

$$\Delta A = -\{8030 + 29.40 \cdot 24.9^\circ\} \cdot \frac{12.6}{699.0} = -158.0 \text{ m}$$

En ningún caso conviene calcular con mayor exactitud que un decímetro. Los cálculos pueden efectuarse con tablas logarítmicas de 4 decimales, o con una máquina de calcular.

Este mismo resultado se obtiene, más cómoda y rápidamente, si se utiliza el *escalón barométrico* que da la figura 187. Llevando a la intersección la horizontal, correspondiente a $t = 24.9^\circ$, con la vertical correspondiente a $b = 699.0$ mm, se

obtiene un punto que, interpolado en el sistema de líneas oblicuas, da un valor de 12.52 mm. El desnivel resulta, de este modo,

$$A = -12.52 \cdot 12.6 = 157.8 \text{ m.}$$

Este cálculo conviene ejecutarlo con una regla logarítmica. En los cálculos téngase presente que a 0.1 ne el desnivel corresponde una variación de 0.01 mm en la presión, valor que no puede ser apreciado en los aneroides comunes. La exactitud de la lectura suele ser, en el mejor de los casos, ± 0.1 mm, a la que en el desnivel corresponde una incertidumbre de ± 1 m.

La presión atmosférica es un elemento meteorológico variable. Por esta razón, conviene apresurar las mediciones. Observaciones simultáneas, es decir: "poco separadas en el tiempo", dan los mejores resultados.

193. Fórmulas para alturas absolutas. — Frecuentemente interesa determinar la altura absoluta de un punto, llamada también *altura sobre el nivel del mar*. A su conocimiento se llega sumando todos los "diminutos desniveles" o "alturas" dA en que se puede descomponer el espacio entre el lugar y el nivel del mar, operación que en el análisis matemático se llama "integración".

Consideremos de nuevo la ecuación diferencial:

$$dA = -k_0 \left(1 + \alpha t\right) \cdot \left(1 + \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{b}\right) \cdot \frac{db}{b}$$

Teniendo en cuenta que k_0 y α son constantes, y que también t , la temperatura media de la columna de aire, puede ser considerada constante —lo que es el caso cuando su descenso es proporcional a la elevación—, se obtiene, integrando,

$$\begin{aligned} A &= -k_0 \left(1 + \alpha t\right) \cdot \left(1 + \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{b}\right) \int \frac{db}{b} + c \\ &= -k_0 \left(1 + \alpha t\right) \cdot \left(1 + \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{b}\right) \ln b + c \end{aligned}$$

La constante de integración la podemos determinar aplicando la ecuación al nivel del mar, donde $A = A_0 = 0$. Designemos la presión atmosférica que reina en el nivel del mar con b_0 . Entonces:

$$0 = -k_0 \left(1 + \alpha t\right) \cdot \left(1 + \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{b}\right) \ln b_0 + c$$

de donde:

$$c = k_0 \left(1 + \alpha t\right) \cdot \left(1 + \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{b}\right) \ln b_0$$

lo que, llevado a la ecuación anterior, da:

$$A = k_0 \left(1 + \alpha t\right) \left(1 + \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{b}\right) \{\ln b_0 - \ln b\}$$

Para pasar de los logaritmos naturales a los logaritmos vulgares, corresponde

dividir el miembro a la derecha por el "módulo de transformación", $M = 0.434294$, con lo cual se obtiene:

$$A = \frac{k_0}{M} \cdot (1 + \alpha t) \cdot \left(1 + \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{b}\right) \{\log b_0 - \log b\}$$

y con una nueva designación para la parte invariable:

$$A = C_0 (1 + \alpha t) \cdot \left(1 + \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{b}\right) \log \frac{b_0}{b}$$

Esta es la llamada *fórmula de Laplace* de la hipsonetría barométrica. En ella, b_0 es la presión atmosférica observada a nivel del mar, b la presión en el lugar cuya altura se desea obtener; t la temperatura media de la columna de aire entre el lugar y el mar, y e la presión media del vapor de agua en la misma.

También esta fórmula puede ser simplificada, sin mayor daño, si se prescinde de la medición del grado de humedad, operando en su lugar con los valores climatológicos medios de la presión del vapor de agua y de la presión atmosférica, obteniendo entonces:

$$A = C (1 + \alpha t) \log \frac{b_0}{b}$$

siendo el valor de

$$C = \frac{k_0}{M} \cdot \left(1 + \frac{3}{8} \cdot \frac{e}{b}\right)$$

Los valores numéricos de este coeficiente C , para los mismos lugares antes considerados, son:

Buenos Aires	$C = 18\,500$	Montevideo	$C = 18\,500$
Córdoba	$= 18\,491$	Asunción	$= 18\,535$
Tucumán	$= 18\,508$	Santiago de Chile	$= 18\,477$
Mendoza	$= 18\,482$	La Paz	$= 18\,471$
Bariloche	$= 18\,457$	Lima	$= 18\,538$
Santa Cruz	$= 18\,453$	Quito	$= 18\,475$

Las últimas dos fórmulas dan buen resultado sólo para lugares cercanos a las costas del mar, o sea cuando existe una columna de aire debajo del lugar de observación. Para regiones alejadas del mar, esta ventaja no existe.

Si se trata, pues, de determinar la altura de un punto dentro del continente, conviene determinar primero *alturas relativas*, o sea alturas con respecto a un punto de altura conocida, y luego transformarlas en alturas absolutas.

Designando con A_1 la altura absoluta del punto de referencia, con A_2 la altura absoluta del punto nuevo, con b_1 y b_2 las presiones atmosféricas, con t_1 y t_2 las tem-

peraturas del aire, y con e_1 y e_2 las presiones del vapor de agua, observadas, si fuera posible, simultáneamente (véase la figura 186), se tiene:

$$A_2 = A_1 + C_0 \left(1 + \alpha \cdot \frac{t_1 + t_2}{2} \right) \cdot \left(1 + \frac{3}{8} \frac{e_1 + e_2}{b_1 + b_2} \right) \log \frac{b_1}{b_2}$$

y para fines prácticos, suprimiendo la medición del grado de humedad:

$$A_2 = A_1 + C \left(1 + \alpha \frac{t_1 + t_2}{2} \right) \log \frac{b_1}{b_2}$$

El resultado que se obtiene es bueno si el punto de referencia, comúnmente una estación meteorológica de altura conocida, no se encuentra lejos del lugar cuya altura se desea determinar.

EJEMPLO: Queremos determinar la altura absoluta del Observatorio Meteorológico "Cristo Redentor", situado en la cordillera de los Andes, por el camino de Mendoza a Santiago de Chile. Los elementos necesarios los encontramos en los *Anales Climatológicos, Año 1943*, publicados por el Servicio Meteorológico Argentino. Efectuaremos el cálculo sólo con los promedios del mes de enero.

Los promedios observados son:

Mendoza		$b^*_1 = 924,1$ mb	$t_1 = + 24,6^\circ$	$e_1 = 12,5$ mb
Cristo Redentor	..	$b^*_2 = 643,9$ "	$t_2 = + 5,2$	$e_2 = 4,9$ "
Promedio: $t = + 14,9$				
$e = 8,7$ mb				

Las presiones no están reducidas todavía a la gravedad normal, como lo exige la teoría; falta la corrección por la altura. Ésta es

$$\Delta b_1 = - \frac{2A_1}{r} \cdot b_1 = - \frac{2,0769 \text{ km}}{6370 \text{ km}} \cdot 924 \text{ mb} = - 0,22 \text{ mb}$$

$$\Delta b_2 = - \frac{2A_2}{r} \cdot b_2 = - \frac{2,3,83 \text{ km}}{6370 \text{ km}} \cdot 644 \text{ mb} = - 0,77 \text{ mb}$$

con lo que:

$$\begin{aligned} b^*_1 &= 924,1 \text{ mb} & b^*_2 &= 643,9 \text{ mb} & b &= 783,5 \text{ mb} \\ + \Delta b_1 &= - 0,22 \text{ " } & \Delta b_2 &= - 0,77 \text{ " } & & \\ b_1 &= 923,88 \text{ mb} & b_2 &= 643,13 \text{ mb} & & \end{aligned}$$

Aplicando la fórmula, se tiene:

$$\begin{aligned} \log b_1 : 2,96561 & & \log C & : 4,26480 \\ - \log b_2 : 2,80830 & & + \log (1 + \alpha t) & : 0,02307 \\ = \log \frac{b_1}{b_2} : 0,15731 & & + \log \left(1 + \frac{3}{8} \frac{e}{b} \right) & : 0,00182 \\ + \log \left(\log \frac{b_1}{b_2} \right) & & + \log \left(\log \frac{b_1}{b_2} \right) & : 9,19676 \\ \log \Delta A & : 3,48645 \end{aligned}$$

Desnivel o altura relativa		$\Delta A = 3065,1$ m
Altura de Mendoza		$A_1 = 768,8$ "
Altura de "Cristo Redentor"		$A_2 = A_1 + \Delta A = 3833,9$ m

Se entiende que cuanto más largas son las observaciones que se emplean en el cálculo, mayor es el grado de exactitud del resultado.

194. Altimetros y su empleo.—La mayoría de los aneroides, y entre ellos el representado en la figura 171, llevan, además de una escala de presiones, una escala de alturas, de manera que al mismo tiempo que indican la presión atmosférica, señalan la altura a que se encuentra el observador. Los aneroides de estas condiciones se llaman *altimetros*.

La escala altimétrica, que presentamos en la fig. 189, corresponde a las condiciones atmosféricas medias. La constante C se supone 18400; la presión atmosférica al nivel del mar, $b_0 = 760$ mm; la

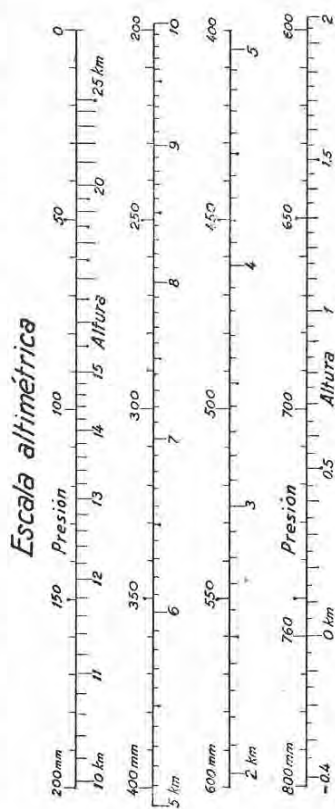


Fig. 189. — Escala altimétrica, que permite conocer la presión atmosférica media en cualquier altura, como también coordinar a cualquier presión su altura correspondiente.

temperatura $t = + 15^\circ$, con un descenso de $6,5^\circ$ por cada kilómetro de elevación, hasta los 11 km de altura, conservándose constante, $-56,5^\circ$, más arriba. No se tiene en cuenta la influencia de la humedad del aire. Semejantes escalas se usan en los altímetros.

El altímetro puede ser empleado tanto para determinar las alturas absolutas como para las relativas.

a) Cuando se trata de determinar la *altura absoluta*, es importante conocer la presión atmosférica que reina a nivel del mar en el momento de la medición. Si esta presión es diferente de 760 mm, el cero de la escala altimétrica, que suele ser móvil, se lleva a coincidir con la misma, con lo cual las indicaciones del altímetro ganan mucho en precisión.

Si en lugar de conocer la presión al nivel del mar podemos situarnos en un lugar de altura conocida, moviendo la escala altimétrica hasta que la altura del punto llegue a coincidir con la presión atmosférica reinante en el lugar, se obtiene la misma ventaja.

b) Si sólo interesasen las *alturas relativas*, o sea las alturas con respecto a un punto del terreno, es suficiente llevar el cero de la escala altimétrica a la presión atmosférica reinante en el mismo.

Procediendo de esta manera, queda subsistente todavía la influencia de la temperatura del aire, si es distinta de la supuesta en el cálculo, y el efecto de la humedad, ya que ésta no es tenida en cuenta en la preparación de la graduación. Por estas razones, los valores suministrados por los altímetros sólo pueden satisfacer las exigencias de los naturalistas y los excursionistas, pero no las exigencias algo elevadas de los ingenieros y cartógrafos. Para éstos, el altímetro es sólo un aneroide, apropiado para medir las presiones atmosféricas con comodidad y precisión.

El altímetro tiene especial importancia para la aviación, tanto para la determinación de la altura absoluta del vuelo como para la determinación de la altura relativa del avión sobre el suelo, en particular sobre un campo de aterrizaje.

En esta última aplicación, el altímetro es reemplazado, en los grandes aviones, con indiscutible ventaja, por el radar, o por la sonda acústica, que permiten determinar la altura relativa con mayor exactitud y con mayor comodidad, ya que toda la operación se realiza en el avión mismo.

Al servirse del altímetro en el vuelo, conviene no olvidar que sólo se dispone de un "barómetro aneroide", que indica bien la presión atmosférica, pero de una manera algo dudosa la altura. Además, el altímetro funciona tanto más correctamente cuanto menos se lo necesita, es decir: cuando el tiempo es bueno y se ve el suelo y la topografía del terreno. En particular, sus indicaciones son completamente equivocadas cuando está formándose hielo sobre el avión, porque entonces el tubo de entrada del aire en el aparato queda tapado, de modo que las cápsulas del altímetro no son presionadas de acuerdo con la presión atmosférica que reina en el nivel de vuelo, sino en medida menor, indicando así una altura mucho mayor que aquella en que el avión se encuentra en realidad; error que en terreno montañoso puede resultar de fatales consecuencias.

Las causas comunes de la indicación errónea de los altímetros durante el vuelo son dos:

- La histeresis, o sea el retardo constante con que el aparato se acomoda a la presión atmosférica reinante. Ascendiendo rápidamente, el altímetro señala una altura demasiado baja; y a la inversa, descendiendo rápidamente, una demasiado alta. El error, fácilmente llega a 50 m.
- El resabio de elasticidad, que en el aparato se manifiesta como una "falta de costumbre" de acomodarse rápidamente a la presión atmosférica reinante. Este error suele ser particularmente grande en los aparatos nuevos y en los poco usados. El error que produce puede alcanzar a 150 m.

La construcción de los altímetros es cada vez más perfecta. Verificando su funcionamiento minuciosamente, antes de instalarlo en el avión, se evitan sorpresas desagradables.

E) MISCELÁNEA

195. Masa de la atmósfera. — Recordando que en un barómetro de mercurio el "peso" de la atmósfera está equilibrado por el "peso" de la columna de mercurio, estamos en condiciones de determinar la masa total de la atmósfera de la Tierra.

Designando con r al radio de la Tierra, con $S = 4\pi r^2$ su superficie, con m la densidad del mercurio, y con h la altura de la columna de mercurio, la masa M de la atmósfera se obtiene por la fórmula:

$$M = 4\pi r^2 \cdot b \cdot m$$

Siendo $r = 6370$ km $= 6.37 \cdot 10^8$ cm, $S = 5.10 \cdot 10^{18}$ cm², $m = 13.59545$ g/cm³ y $b = 76$ cm, resulta:

$$M = 5.27 \cdot 10^{21} \text{ gr} = 5.27 \cdot 10^{15} \text{ toneladas}$$

Debido a las elevaciones que posee la superficie de la Tierra, la presión atmosférica media no es de 760 mm, sino sólo de 740 mm, de manera que la "masa" de la atmósfera queda reducida a:

$$M = 5.13 \cdot 10^{21} \text{ gr} = 5.13 \cdot 10^{15} \text{ toneladas.}$$

Teniendo en cuenta que la masa del globo terráqueo es de $5.98 \cdot 10^{21}$ toneladas, resulta que la masa de la atmósfera es sólo una milonésima parte de la masa de la Tierra.

196. Atmósfera homogénea. — Conociendo la densidad del aire y la presión que ejerce, podemos calcular su altura, supuesto que la densidad fuera constante en toda la extensión. La atmósfera que llena esta condición se llama *atmósfera homogénea*.

La integración de la ecuación diferencial de la altimetría barométrica, que lleva al conocimiento de esta altura, es sencillísima, considerando invariable δ_0 . Efectuando la operación se obtiene:

$$A_0 = \frac{m}{1000 \delta_0} \int db = \frac{m}{1000 \delta_0} \cdot b_0$$

ya que la suma total de las diminutas variaciones de la presión db , o sea su integral, es la presión a nivel del mar, b_0 .

Con los valores numéricos $m = 13.59545$ gr/cm³, $\delta_0 = 1.29307$ gr/cm³ y con $b_0 = 760$ mm, se obtiene:

$$A_0 = 7990.70 \text{ m}$$

magnitud llamada *altura de la atmósfera homogénea*.

Para obtener el valor correspondiente a otra temperatura que no fuese 0° C. y a una latitud cualquiera, debe tenerse en cuenta la densidad respectiva del aire:

$$\delta = \delta_0 (1 - \alpha t) \cdot \{1 - 0.00265 \cos^2 \varphi\}$$

Para la región del Río de la Plata, resulta, de este modo, para la temperatura:

$$\begin{array}{rcl} t = + 15^\circ & A = 8448 \text{ m} \\ & = 8008 \text{ "} \\ & = - 15^\circ & = 7658 \text{ "} \end{array}$$

Dentro de una "atmósfera homogénea", lógicamente, el descenso de la presión es proporcional a la altura. Pero el aire es un gas, y por consiguiente, cuando se encuentra bajo menor presión se dilata. Para contrarrestar el efecto de esta dilatación y conservar su densidad, el aire

tiene que enfriarse. El enfriamiento debe ser, tal como la disminución de la presión, proporcional a la altura.

Expresando estas exigencias matemáticamente, se tiene:

$$b : b_0 = T : T_0 = A : A_0$$

de donde:

$$b = \frac{b_0}{A_0} \cdot A = \frac{760}{7991} \cdot A = 0,095 \cdot A$$

$$T = \frac{T_0}{A_0} \cdot A = \frac{273,16}{7991} \cdot A = 0,034 \cdot A$$

El descenso de la temperatura en una atmósfera homogénea es constante $-3,42^\circ/100$ m. En su límite, la temperatura es $T = 0^\circ$, $t = -273^\circ,16$, y la presión atmosférica, $b = 0$ mm.

197. Atmósferas polimorfas.—Existen muchas atmósferas en las cuales el descenso de la temperatura es constante. Entre éstas, la atmósfera homogénea es sólo un "caso límite", ya que el valor del gradiente térmico, como sabemos¹, no puede pasar del valor de $-3,42^\circ/100$ m, porque automáticamente se produce un vuelco de las masas aéreas, seguido por un nuevo acomodo de ellas. El conjunto de estas atmósferas se llaman *atmósferas polimorfas*.

La altura que alcanzan las distintas atmósferas de esta característica puede ser calculada, teniendo presente que cuanto más lento es el descenso de la temperatura en ellas, a mayor altura se encuentra su superficie límite, en que la temperatura absoluta es $0^\circ = -273,16^\circ \text{C}$. Este hecho autoriza a decir que la altura de una atmósfera polimorfa es inversamente proporcional al gradiente térmico que reina en ella.

Usando el lenguaje matemático se tiene, para una

Atmósfera homogénea	$A_0 = c : \gamma_0$
Atmósfera cualquiera	$A = c : \gamma$

Dividiendo las dos ecuaciones y despejando A, resulta:

$$A = \frac{A_0 \gamma_0}{\gamma} = \frac{K}{\gamma}$$

Considerando que $A_0 = 7991$ m, y $\gamma_0 = 0,034^\circ/100$ m, de modo que $K = 273,16$, resulta que:

$$A = - \frac{273,16^\circ}{\gamma}$$

Los valores numéricos de A para los distintos gradientes γ , se encuentran representados en la figura 190.

Particular interés tienen, en meteorología, además de la *atmósfera homogénea*, la

¹ Véase pág. 248.

a) **ATMÓSFERA ADIABÁTICA**, caracterizada por el gradiente $\gamma = -1^\circ/100$ m (exactamente $-0,98^\circ/100$ m), porque separa el estado de equilibrio estable del inestable¹.

b) **ATMÓSFERA ISOTÉRMICA**, de temperatura constante, dentro de la cual el gradiente térmico es $0^\circ/100$ m, por lo que representa un estado de equilibrio eminentemente estable², y, por fin la

c) **ATMÓSFERA MEDIA**, llamada comúnmente "Atmósfera Standard", con el gradiente térmico más frecuente, $-0,65^\circ/100$ m, y por esto de mayor interés práctico.

Para la zona del Río de la Plata y para una temperatura en la superficie de la Tierra de $+15^\circ \text{C}$, la

$$A = \frac{K(1 + \alpha t)}{\gamma} = \frac{288,51}{\gamma}$$

fórmula con la cual se obtiene, para la:

Atmósfera homogénea	$\gamma = -3,4^\circ/100$ m,	$A = 8,45$ km
" adiabática	$= -0,98$ "	$= 29,5$ "
" media	$= -0,65$ "	$= 44,3$ "
" isotérmica	$= +0,00$ "	$= \infty$ "

Sabemos que hay también gradientes térmicos positivos, o sea casos en los cuales la temperatura del aire aumenta con la altura. En este supuesto, la altura sobrepasa el infinito, adjudicándose un signo negativo; una razón más para no atribuir demasiado valor a este concepto científico.

198. Atmósfera Standard.—El estado real de nuestra atmósfera no puede ser expresado con "una sola" atmósfera polimorfa, debido a la gran discontinuidad que se encuentra más o menos a los 11 km de al-

¹ Ver págs. 164 y 165.

² Ver pág. 164.

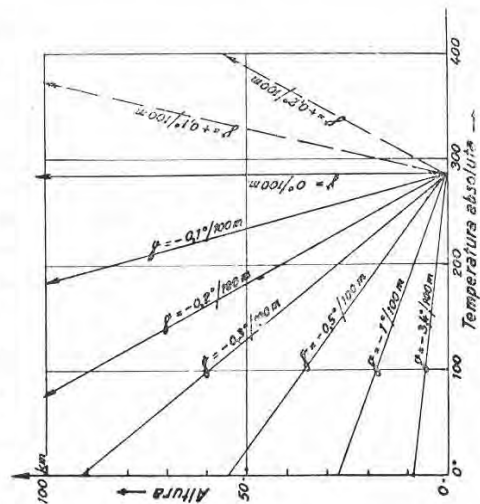


FIG. 190. — Alturas de las atmósferas polimorfas, para los distintos gradientes térmicos.

la fórmula anterior se transforma en:

tura. Para ello son necesarias "dos" atmósferas; una, de condiciones medias, para la troposfera, y otra, isotérmica, para la parte baja de la estratosfera. Las dos atmósferas, en conjunto, se llaman atmósfera normal, atmósfera media, o, de preferencia, *Atmósfera Standard*.

La *Atmósfera Standard* es una atmósfera hipotética, convencional, basada en la suposición de que la presión atmosférica a nivel del mar es de 760 mm, la temperatura del aire $+15^{\circ}\text{C}$, y por consiguiente, su densidad $\delta = 1,2255 \text{ kg/m}^3$. Se supone, además, que la temperatura descende $-0,65^{\circ}$ por cada 100 m de elevación, hasta los 11 km, y que desde este nivel se mantiene constante, $-56,5^{\circ}$, hasta los 25 km, límite convenido para esta atmósfera. No se tiene en cuenta el contenido de vapor de agua del aire.

Esta atmósfera se ajusta muy bien a las condiciones atmosféricas reales. En efecto, la presión media a nivel del mar es de 758 mm, y la temperatura media de $+14,3^{\circ}$. También el gradiente térmico supuesto concuerda bien con el gradiente verdadero, que oscila entre $-0,5^{\circ}$ y $-0,7^{\circ}$ por 100 m. Particularmente buena es la concordancia de sus elementos con los valores observados en las zonas templadas de la Tierra.

Sobre los valores numéricos de los elementos meteorológicos de la "Atmósfera Standard", hasta los 25 km de altura, ilustra la siguiente tabla, en que representa:

A = altura en km;

t = temperatura del aire en $^{\circ}\text{C}$;

b = presión atmosférica en mm de Hg;

p = presión atmosférica expresada en mb;

δ = densidad del aire en kg/m^3 ;

d = densidad relativa (en la superficie = 1);

P = presión ejercida en kg/cm^2 .

A km	t $^{\circ}$	b mm	p mb	$\delta \text{ kg/m}^3$	d	P kg/cm^2
0	+15,0	760	1013	1,2255	1,000	1,033
1	+8,5	674	899	1,1121	0,907	0,916
2	+2,0	596	795	1,0068	0,822	0,811
3	-4,5	526	701	0,909	0,742	0,715
4	-11,0	462	616	0,819	0,668	0,627
5	-17,5	405	540	0,736	0,601	0,551
6	-24,0	354	472	0,660	0,538	0,481
7	-30,5	308	411	0,590	0,481	0,418
8	-37,0	267	356	0,525	0,428	0,363
9	-43,5	230	307	0,466	0,380	0,313
10	-50,0	198	264	0,413	0,337	0,269
11	-56,5	170	226	0,364	0,297	0,231
12	-56,5	145	193	0,310	0,254	0,197
14	-56,5	106	141	0,227	0,185	0,144
16	-56,5	77	103	0,165	0,135	0,105
18	-56,5	56	75	0,121	0,098	0,076
20	-56,5	41	55	0,088	0,072	0,056
25	-56,5	18,6	25	0,040	0,033	0,025

Estos mismos datos se encuentran representados también en la figura 191, con escalas individuales para los tres elementos principales: temperatura del aire, presión atmosférica y densidad.

199. Límite teórico de la atmósfera. — Con el perfeccionamiento de los aparatos y métodos de observación, se descubren vestigios de atmós-

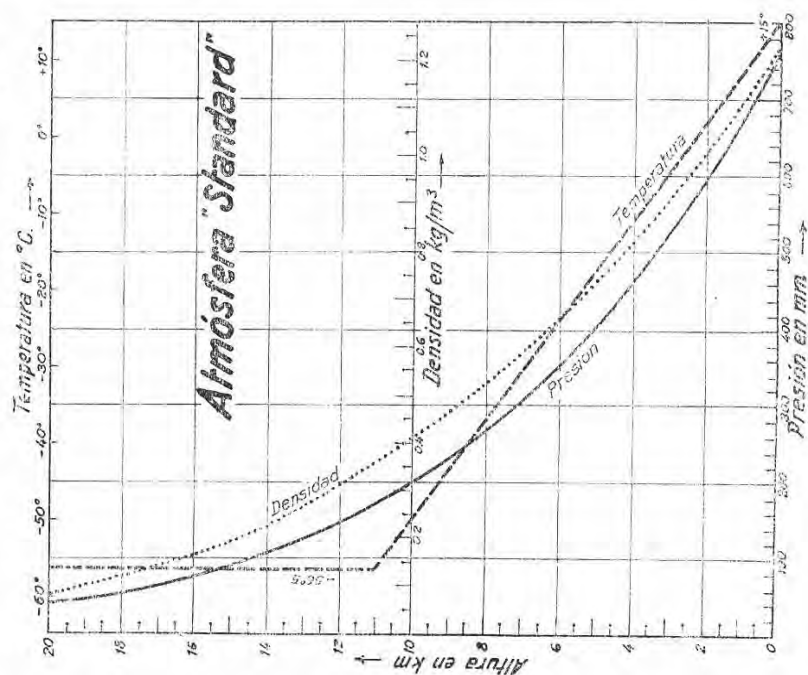


Fig. 191. — Disminución de la presión, temperatura y densidad del aire con la altura en la Atmósfera Standard.

fera en alturas cada vez mayores. No carece de interés, pues, la pregunta sobre cuál es la *altura límite* de nuestra atmósfera.

Como sabemos, las capas atmosféricas bajas participan en la rotación de la Tierra. Si así no fuera, por la pampa argentina ($\varphi = -35^{\circ}$) soplaría un viento del este con una velocidad de $380 \text{ m/sec} = 1368 \text{ km/}$

hora, viento que evidentemente no se observa. Generalizando este fenómeno, o sea suponiendo que la atmósfera entera participa de esta rotación, su *altura límite* puede ser deducida. Se encuentra a una distancia del centro de la Tierra en que la fuerza centrífuga de ésta es igual a la fuerza de atracción.

Designemos, como indica la figura 192, con r el radio de la Tierra, con R la altura límite de la atmósfera, contada desde el centro de la Tierra, con g_0 la aceleración de la gravedad y con f_0 la aceleración de la fuerza centrífuga en la superficie de la Tierra, y con g y f los valores respectivos en el límite de la atmósfera. Una molécula m , que gira en este límite con la velocidad v , recorrería en tiempo t la distancia D y se apartaría de la órbita circular el espacio e . Pero ella está también bajo la influencia de la gravedad, que la atrae hacia el centro de la Tierra, haciéndola "caer" durante este tiempo t el mismo espacio e , de manera que su movimiento prosigue por la circunferencia. Para que este proceso se verifique, f tiene que ser igual a g .

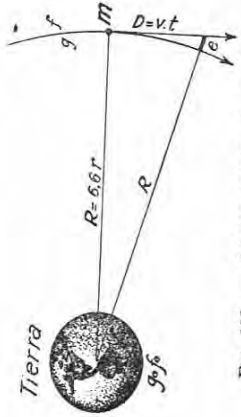


FIG. 192. — Límite teórico de la atmósfera de la Tierra en el plano del ecuador.

Como se sabe, por los estudios de física, las aceleraciones centrífugas están en la misma relación que las distancias, de manera que:

$$f : f_0 = R : r, \quad \text{de donde} \quad f = (R : r) f_0$$

Las aceleraciones de la gravedad, a su vez, están en relación inversa con los cuadrados de las distancias, o sea:

$$g : g_0 = r^3 : R^3, \quad \text{de donde} \quad g = (r^3 : R^3) g_0$$

Igualando f con g , se obtiene:

$$R^3 = \frac{g_0}{f_0} \cdot r^3$$

En el ecuador, $g_0 = 978.05 \text{ cm/sec}^2$, y $f_0 = 3.31 \text{ cm/sec}^2$, valor que se obtiene elevando al cuadrado la velocidad superficial $v_0 = 465 \text{ m/sec}$ y dividiendo por el radio de la Tierra, $r_0 = 6377.4 \text{ km}$. Con estos valores:

$$R^3 = 288.4 \cdot r^3 \\ R = 6,607 \cdot r$$

El límite de la atmósfera, deducido con esta premisa, se encuentra, en consecuencia, a una altura

$$A = R - r = 5.6 \cdot r \cong 36000 \text{ km}$$

o sea unas 30 veces mayor que la altura conocida hasta hoy.

Observaciones efectuadas en los últimos tiempos demuestran, sin embargo, que las altas capas atmosféricas **no** participan en la rotación de la Tierra, con lo cual queda invalidado el resultado deducido. Lo único que queda en pie es que, debido a la presencia de la fuerza centrífuga —nula en los polos, pero apreciable en el ecuador—, la atmósfera tiene mayor altura en la región tropical que en las regio-

nes polares, semejando su forma un elipsoide de revolución considerablemente achatado.

200. Disminución de la presión atmosférica con la altura. — En la fórmula de la hipsometría barométrica,

$$A = C(1 + \alpha t) \log \frac{b_0}{b}$$

con cada presión b está coordinada una altura A ; y, a la inversa, con cada altura, una presión, supuesto conocida la temperatura media de la columna de aire hasta el nivel del mar.

Interesa encontrar las alturas A_1 , A_2 y A_3 , en que las presiones b_1 , b_2 y b_3 son la "mitad", la "cuarta" y la "octava" parte de la presión b_0 , registrada al nivel del mar.

$$\begin{aligned} \text{Si } b_1 &= b_0 : 2, & \text{entonces } b_0 : b_1 &= 2 = 2^1 \\ b_2 &= b_0 : 4, & b_0 : b_2 &= 4 = 2^2 \\ b_3 &= b_0 : 8, & b_0 : b_3 &= 8 = 2^3 \end{aligned}$$

y en consecuencia:

$$\begin{aligned} A_1 &= C(1 + \alpha t) \log 2^1 = 1 \cdot C(1 + \alpha t) \log 2 \\ A_2 &= C(1 + \alpha t) \log 2^2 = 2 \cdot C(1 + \alpha t) \log 2 \\ A_3 &= C(1 + \alpha t) \log 2^3 = 3 \cdot C(1 + \alpha t) \log 2 \end{aligned}$$

Reemplazando $C(1 + \alpha t) \log 2$ por ΔA , se tiene:

$$\begin{aligned} A_1 &= 1 \cdot \Delta A & \text{para } b_1 &= b_0 : 2 \\ A_2 &= 2 \cdot \Delta A & \text{" } b_2 &= b_0 : 4 \\ A_3 &= 3 \cdot \Delta A & \text{" } b_3 &= b_0 : 8 \end{aligned}$$

con lo cual queda demostrada la *ley de Halley*, del año 1686, según la cual, elevándonos en progresión aritmética, salvando siempre el mismo desnivel, las presiones se reducen en progresión geométrica, o sea en la "mitad", la "cuarta" y la "octava" parte de la presión reinante en el nivel de referencia¹.

Supuesta una temperatura de 0° (atmósfera isoterma), se tiene:

$$\begin{aligned} \Delta A &= C(1 + \alpha t) \log 2 \\ &= 18400.030103 = 5589 \text{ m} \end{aligned}$$

y por consiguiente, las tres alturas a que habría que elevarse para encontrar reducida la presión b a:

$$\begin{aligned} b_1 &= b_0 : 2, & \text{sería } A_1 &= 5.54 \text{ km} \\ b_2 &= b_0 : 4, & A_2 &= 11.08 \text{ " } & \Delta A &= 5.54 \text{ km} \\ b_3 &= b_0 : 8, & A_3 &= 16.62 \text{ " } & \Delta A &= 5.54 \text{ " } \end{aligned}$$

La *disminución de la presión* atmosférica con la elevación, puede ser expresada también de la siguiente forma:

Despejando de la ecuación diferencial de la hipsometría barométrica $db : dA$, y supuesto la temperatura t constante, se obtiene

$$\frac{db}{dA} = - \frac{1}{k(1 + \alpha t)} \cdot b = -c \cdot b$$

¹ Véase figs. 22 y 23.

que expresa que la variación de la presión, en relación con la altura, es proporcional a la presión misma.

En el análisis matemático se demuestra y se justifica que la interdependencia de los factores que figuran en esta ecuación puede ser expresada en la forma:

$$b = b_0 e^{-\frac{A}{k(1+at)}}$$

donde e significa la base de los logaritmos naturales, o sea: 2,718282.

Esta fórmula expresa que la presión atmosférica es una función exponencial de la altura.

201. Disminución de los gases con la altura. — Conociendo la elevación necesaria ΔA_0 , para que la presión atmosférica se reduzca a la mitad, se puede determinar la elevación correspondiente a cualquier gas que entra en la composición del aire, si se conoce su peso molecular.

En efecto, recordando que:

$$C_0 = \frac{k}{M} \quad \text{y} \quad k = \frac{m \cdot b_0}{1000 \cdot \delta_0}$$

y que la densidad δ_0 puede ser expresada como la masa total de las N moléculas de peso unitario m_0 cada una, que hay en la unidad de volumen, o sea que:

$$\delta_0 = N \cdot m_0$$

se tiene, en consideración a que, según la ley de Dalton, N es constante para todos los gases,

$$C_0 = \frac{m \cdot b_0}{1000 \cdot N} \cdot \frac{1}{m_0} = \frac{C^*}{m_0}$$

lo que expresa que la constante de la fórmula hipsométrica es inversamente proporcional al peso molecular del aire.

Designando a la elevación necesaria, para que la presión atmosférica se reduzca a la mitad, con ΔA_0 , y con ΔA la elevación correspondiente a un gas cuyo peso molecular es m , se tiene, usando la fórmula de Laplace:

$$\Delta A_0 = \frac{C^*}{m_0} (1+at) \log \frac{b_0}{b}$$

$$\Delta A = \frac{C^*}{m} (1+at) \log \frac{b_0}{b}$$

Dividiendo estas dos fórmulas, y simplificando, se tiene:

$$\Delta A : \Delta A_0 = m_0 : m$$

de donde:

$$\Delta A = \frac{\Delta A_0 \cdot m_0}{m} = \frac{5539 \cdot 28,97}{m} = \frac{160,35}{m}$$

fórmula que hemos empleado en la preparación de la tabla que figura en la página 48.

Esta fórmula expresa que la elevación necesaria para que la presión de un gas, como también el número de sus moléculas, se reduzca a la mitad, es inversamente proporcional a su peso molecular, y por medio de éste, a su densidad. Los gases pesados desaparecen rápidamente con la elevación; los livianos, lentamente. En consecuencia, en lo alto la atmósfera puede estar compuesta sólo por gases muy livianos, en particular por el gas hidrógeno y helio.

202. Caso particular del vapor de agua. — La atmósfera de vapor de agua que envuelve a la Tierra no parece una dispersión "monomolecular" ($1 \cdot H_2O$), sino "pentamolecular" ($5 \cdot H_2O$) del agua. El peso molecular del vapor de agua es, por consiguiente, 90,081, y no 18,0162.

Substituyendo estos valores en la fórmula anterior, se obtiene:

$$\Delta A = \frac{160,35 \cdot 90,081}{m}, \text{ supuesto } m = 90,081, \text{ y } (\Delta A) = \frac{160,35 \cdot 18,016}{m} = 8901, \text{ " " " " } (m) = 18,016.$$

La elevación necesaria para que la presión del vapor de agua, y por consiguiente también su cantidad, o sea la humedad absoluta, se reduzca a la mitad, es 1780 m, y no 8900, como se supone generalmente.

Las observaciones climatológicas confirman esta deducción. Ya las sierras de Córdoba, con su altura media de 2200 m, representan una verdadera "línea divisoria de climas", y en mayor grado, naturalmente, la cordillera de los Andes, especialmente en su parte elevada.

La presión del vapor de agua, en un nivel cualquiera, puede ser calculada mediante la fórmula de Laplace, análogamente como se ha procedido en el caso del aire.

Expresando la presión del vapor de agua en la superficie de la Tierra con e_0 , la presión en una altura de A km con e , y la constante de la fórmula con la letra V (vapor de agua), se tiene:

$$A = V \cdot (1+at) \cdot \log \frac{e_0}{e}$$

de donde:

$$\log e = \log e_0 - \frac{A}{V(1+at)}$$

Recordando que la constante hipsométrica es inversamente proporcional al peso molecular del gas considerado, se tiene:

$$V : C_0 = m_0 : m$$

de donde:

$$V = \frac{C_0 \cdot m_0}{m} = \frac{18400 \cdot 28,9564}{90,081} = 5915 \text{ m}$$

por lo que:

$$\log e = \log e_0 - \frac{A \text{ km}}{5915(1+at)}$$

Los valores calculados por medio de esta fórmula, supuesta una presión en la superficie de la Tierra de $e_0 = 10$ mm, comparados con los valores

observados en la atmósfera libre, L , y en montañas, M , reducidos a la misma cantidad de referencia, son los siguientes:

$A = 0 \text{ km,}$	$e = 10,0 \text{ mm,}$	$L = 10,0 \text{ mm,}$	$M = 10,0 \text{ mm,}$
$= 1 \text{ "}$	$= 6,8 \text{ "}$	$= 6,8 \text{ "}$	$= 7,0 \text{ "}$
$= 2 \text{ "}$	$= 4,6 \text{ "}$	$= 4,1 \text{ "}$	$= 4,8 \text{ "}$
$= 3 \text{ "}$	$= 3,1 \text{ "}$	$= 2,6 \text{ "}$	$= 3,4 \text{ "}$
$= 4 \text{ "}$	$= 2,1 \text{ "}$	$= 1,7 \text{ "}$	$= 2,3 \text{ "}$
$= 5 \text{ "}$	$= 1,4 \text{ "}$	$= 1,1 \text{ "}$	$= 1,6 \text{ "}$
$= 6 \text{ "}$	$= 0,91 \text{ "}$	$= 0,54 \text{ "}$	$= \dots$
$= 7 \text{ "}$	$= 0,59 \text{ "}$	$= 0,28 \text{ "}$	$= \dots$
$= 8 \text{ "}$	$= 0,38 \text{ "}$	$= 0,13 \text{ "}$	$= \dots$

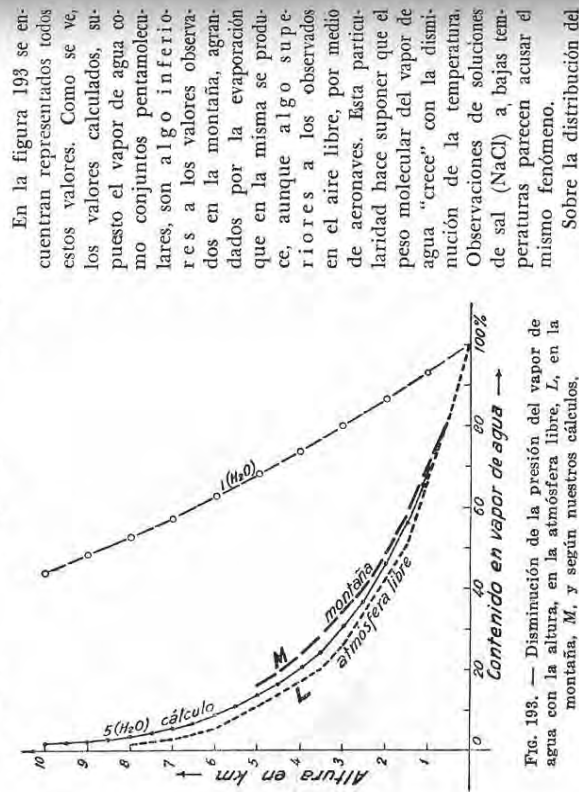


Fig. 193. — Disminución de la presión del vapor de agua con la altura, en la atmósfera libre, L , en la montaña, M , y según nuestros cálculos.

cio, hasta 15 km de altura, en "por ciento" de la cantidad registrada en la super-

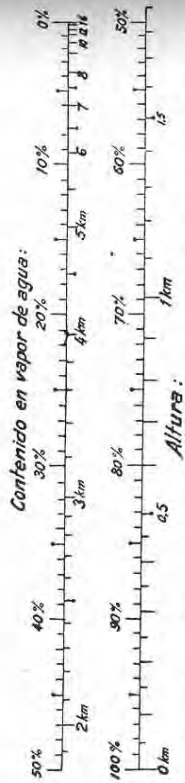


Fig. 194. — Disminución de la presión del vapor de agua en la Atmósfera Standard.

ficie para temperaturas medias normales, ilustra la figura 194.

CAPÍTULO VI

EL VIENTO

A) MEDICIÓN DEL VIENTO

(Anemometría)

203. Generalidades. — El viento es aire en movimiento, y como tal tiene "dirección" y "velocidad", ejerciendo además "presión" sobre todo obstáculo que se le opone. Este movimiento, raras veces es ordenado, "laminar"; es más bien desordenado, "turbulento", acompañado de fuertes oscilaciones, tanto en la dirección como en la fuerza, que se repiten con regularidad. El viento suele ser "rachado". Ráfagas de velocidad considerable, mayor que la velocidad media, suelen sucederse a intervalos de tiempo fijo.

La Tierra es un cuerpo de dimensiones considerables. Su desarrollo en el ecuador alcanza a 40 000 km. En comparación con esta extensión, la altura de la tropopausa, o sea el espacio en que se desarrolla el "tiempo", y que se estima término medio en 11 km, es pequeña. Por estas razones, el movimiento del aire se efectúa, con preponderancia, paralelamente a la superficie de la Tierra. Los vientos son horizontales.

a) ROSA DE LOS VIENTOS. Como dirección del viento se considera el rumbo geográfico desde donde sopla. Estos rumbos están contenidos en las llamadas "rosas de los vientos".

Hay dos rosas en uso: una para observaciones climatológicas, y otra para observaciones meteorológicas.

La rosa climatológica contiene los cuatro rumbos geográficos principales: Norte, Este, Sur y Oeste, con sus abreviaturas convencionales, N, E, S y W, y sus respectivas bisectrices, de primero y de segundo orden, NE, SE, SW y NW, y luego NNE, ENE, etc., o sea en total 16 rumbos, que forman entre sí ángulos de $22\frac{1}{2}^\circ$ (fig. 195).

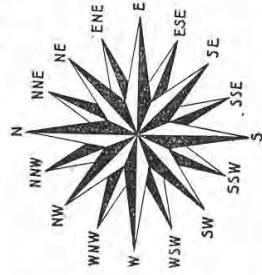


Fig. 195. — Rosa de los vientos de 16 rumbos, empleada en Climatología.

La rosa meteorológica está formada por un círculo dividido de 10 en 10 grados, y orientado de tal manera que el "cero" de la numeración coincide con la dirección Norte. Esta rosa contiene 36 puntos. La "dirección" que se obtiene por su intermedio es el ángulo que el viento forma con el rumbo Norte, expresado en decenas de grados sexagesimales. Además de su sencillez, esta rosa tiene la ventaja de una fácil subdivisión en "décimos" de rumbos, o sea en "grados", de la división del círculo (fig. 196).

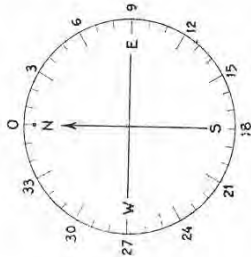


Fig. 196. — Rosa de los vientos de 36 rumbos, usada actualmente en los servicios meteorológicos.

b) La VELOCIDAD DEL VIENTO se expresa por medio del espacio que recorre el aire en la unidad de tiempo, y que suele ser el "segundo" o la "hora". En meteorología es costumbre expresar la velocidad en m/sec; en aeronáutica, más bien en km/hora.

En los países anglosajones, la velocidad es expresada en millas/hora, considerando la milla de 1 609 m de longitud.

El traspaso de una medida a otra se efectúa por medio de las igualdades:

$$\begin{aligned} 1 \text{ m/sec} &= 3.6 \text{ km/hora} = 2.2374 \text{ ml/hora} \\ 1 \text{ km/hora} &= 0.278 \text{ m/sec} = 0.6214 \text{ ml/hora} \\ 1 \text{ ml/hora} &= 0.417 \text{ m/sec} = 1.6090 \text{ km/hora.} \end{aligned}$$

Una gráfica muy cómoda para la transformación de velocidades dadas en m/sec en velocidades expresadas en km/hora representa la figura 197. Así, por ejemplo, una velocidad de 5.5 m/sec equivale a una de 19.8 km/hora. Esta misma gráfica



Fig. 197. — Gráfica para transformar velocidades expresadas en m/sec, en km/hora, y viceversa.

puede ser empleada asimismo para velocidades 10 veces mayores ó 10 veces menores que las indicadas en la numeración. A un viento de 270 km/hora corresponde una velocidad de 75 m/sec; y a una velocidad de 2 km/hora, una de 0.556 m/sec.

Esta transformación puede efectuarse también mentalmente. Con este fin se duplica dos veces consecutivas la velocidad expresada en m/sec, restando de la cantidad así obtenida el 10 %. Repitiendo el ejemplo anterior se tiene: $2 \times 5.5 = 11.0$; $2 \times 11.0 = 22.0$; $22.0 - 2.2 = 19.8 \text{ km/hora}$.

Si la velocidad está dada en km/hora, y se busca la velocidad correspondiente en m/sec, el procedimiento es el siguiente. La velocidad indicada se parte en mitades dos veces consecutivas. Al resultado obtenido se suman 11.1 %. Por ejemplo, en lo alto de la atmósfera sopla un viento de 270 km/hora. $270 : 2 = 135$; $135 : 2 = 67.5$; $67.5 + 6.8 + 0.7 = 75.0 \text{ m/sec}$.

c) FUERZA DEL VIENTO. La mayoría de las estaciones meteorológicas no miden la velocidad del viento, sino que sólo estiman su fuerza, observando el efecto que ejerce sobre el humo, las plantas, los árboles y los edificios. La escala empleada en esta estimación es una escala convencional, propuesta por el amirante inglés Beaufort en 1805, y que consta de 13 grados.

Estos 13 grados, con su denominación y características oficiales y su efecto sobre las aguas del mar, son los siguientes:

0. — *Calma*.
Calma, el humo sube verticalmente. *Calma*.
1. — *Ventolina*.
La dirección del viento es señalada por el movimiento del humo, pero no por las veletas. *Mar muy tranquilo*.
2. — *Viento suave*.
Se recibe el viento en la cara; susurran las hojas, las veletas comunes son movidas por el viento. *Mar tranquilo*.
3. — *Viento leve*.
Las hojas y las ramitas de los árboles se hallan en movimiento constante; el viento extiende las banderas livianas. *Mar tranquilo*.
4. — *Viento moderado*.
Levanta polvo y papeles sueltos del suelo; se mueven las ramas pequeñas. *Marejadilla*.
5. — *Viento regular*.
Los árboles pequeños, con hojas, comienzan a moverse; en lagunas y estanques se forman olas muy pequeñas, con crestas. *Marejada*.
6. — *Viento fuerte*.
Se mueven las grandes ramas de los árboles; se oye el silbido de alambres telegráficos; los paraguas son usados con dificultad. *Marejada fuerte*.
7. — *Viento muy fuerte*.
Se mueven los árboles; es molesto caminar contra el viento. *Marejada muy fuerte*.
8. — *Temporal*.
El viento rompe las ramitas de los árboles; es difícil caminar contra el viento. *Mar grueso*.
9. — *Temporal fuerte*.
Ocasiona leves daños en la estructura de los edificios; se desprenden tejas y cabezas de chimeneas. *Mar grueso*.
10. — *Temporal muy fuerte*.
Se experimenta rara vez tierra adentro; los árboles son arrancados de raíz; ocasiona considerables daños en la estructura de los edificios. *Mar muy grueso*.
11. — *Tempestad*.
Se experimenta muy raras veces. Ocasiona daños generales. *Mar furioso*.
12. — *Huracán*.
Posee las características de la tempestad, en forma más grave todavía. *Mar furioso*.

Sobre la velocidad del viento que corresponde a cada uno de estos 13 grados de fuerza, tanto en m/sec como en km/hora, ilustra la fig. 198.

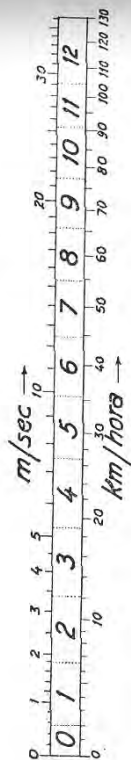


FIG. 198. — Velocidades del viento correspondientes a los distintos grados de fuerza de la escala de Beaufort.

d) PRESIÓN DEL VIENTO. El aire posee "masa", 1,293 kg/m³, y por consiguiente tiene "peso". Por esta razón, moviéndose con cierta velocidad, ejerce presión. Esta presión es la que se considera como fuerza del viento.

La fórmula matemática que expresa la magnitud P de esta presión es:

$$P = c \cdot S \cdot \frac{\delta}{2g} \cdot v^2$$

donde S significa la superficie del objeto que se antepone al viento; δ , la densidad del aire; g , la aceleración de la gravedad; y v , la velocidad del viento. c es un coeficiente, cuyo valor depende de la "forma" del obstáculo. En casos desfavorables puede llegar a 1,5.

Para una superficie unitaria, 1 m², una densidad normal de 1,2255 kg/m³ correspondiente a + 15°C y 760 mm de presión, y $g = 9,81$ m/sec², se tiene:

$$P = \frac{1,5 \cdot 1,2255}{2 \cdot 9,81} \cdot v^2 = 0,094 \cdot v^2$$

o, con suficiente grado de exactitud:

$$P = 0,1 \cdot v^2$$

En la fig. 199 se encuentran representados los valores correspondientes a esta ecuación. Un viento de $v = 5$ m/sec, por ejemplo, ejerce una presión de 2,5 kg/m².

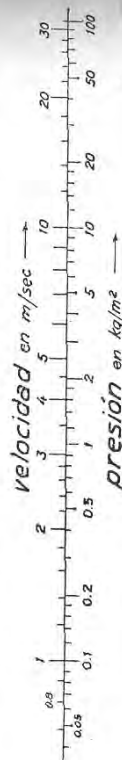


FIG. 199. — Presión que ejerce el viento de acuerdo con su velocidad.

La misma puede ser empleada también para velocidades mayores. Si las velocidades son multiplicadas por 10, las presiones deben serlo por 100. Así, por ejemplo, un viento de 50 m/sec = 10.5.0 m/sec ejerce una presión de 100.25 kg/m² = 250 kg/m².

Al proyectar una construcción, siempre se tiene en cuenta la presión del viento a que ella estará sometida. Los valores considerados son, para:

paredes bajas		$P = 100 \text{ kg/m}^2$	$v \approx 32 \text{ m/sec.}$
paredes altas		≈ 150	≈ 40
chimeneas		≈ 200	≈ 45
puentes		≈ 250	≈ 50
faros		≈ 350	≈ 60

En la presión del viento reside una fuerza natural de excepcional importancia, ya que es prácticamente inagotable. De ella se dispondrá mientras el Sol siga calentando a la Tierra. Su magnitud se estima 8 veces mayor que la fuerza latente en la hulla blanca, o sea en los infinitos saltos de agua que existen en la superficie de la Tierra; y 6 veces mayor que el poder latente en la hulla negra, o sea de los yacimientos carboníferos en su totalidad. Hasta hoy se la explota sólo rudimentariamente, por medio de los "molinos de viento".

e) TURBULENCIA. Esta importante característica del viento se analiza detalladamente más adelante, en el subcapítulo F.

204. Medición de la dirección del viento. — La dirección del viento se mide, desde los tiempos antiguos, por medio de un sencillo dispositivo llamado *veleta*, que suele constar de alguna pieza resistente al empuje del viento; por ejemplo, dos láminas metálicas que forman un pequeño ángulo entre sí, armadas perpendicularmente sobre un eje vertical que puede girar dentro de un tubo que lleva señalado los cuatro rumbos geográficos (fig. 200). Cuando sopla viento, estas láminas se acomodan en la dirección de menor resistencia, que es la dirección del viento.

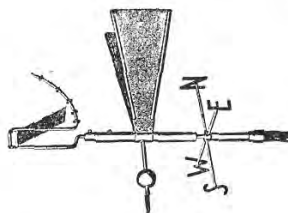


FIG. 200. — Veleta común, con placa indicadora de la fuerza del viento.

Si en el interior del eje se colocan contactos eléctricos, con algún dispositivo que pueda cerrar sucesivamente un circuito, es posible "registrar" la dirección del viento.

Veletas de forma aerodinámica, o sea de poca resistencia al viento, no son muy indicadas para la práctica, pues carecen de sensibilidad para acomodarse.

La mayoría de las veletas están provistas de una placa que gira alrededor de un eje horizontal. Su inclinación es una medida de la fuerza del viento. Una graduación empírica aplicada debajo de ella permite conocer esta fuerza expresada en grados de la escala de Beaufort.

205. Medición de la velocidad del viento. — Los aparatos que sirven para la medición de la velocidad del viento se llaman *anemómetros*.

a) Muy cómodo resulta el empleo del *anemómetro pendular* de Richard. Teniendo verticalmente el mango del aparato, se sitúa automáticamente en la dirección del viento, elevándose la esfera metálica en la medida de la presión que el mismo ejerce. La velocidad del

viento se puede leer en la graduación que lleva el arco de círculo (fig. 201).

Este aparato mide la velocidad momentánea del viento. Por esta razón se presta para la determinación del grado de turbulencia del viento, que suele expresarse en dependencia de la velocidad "máxima" y "mínima" que ha acusado el viento durante cierto lapso.

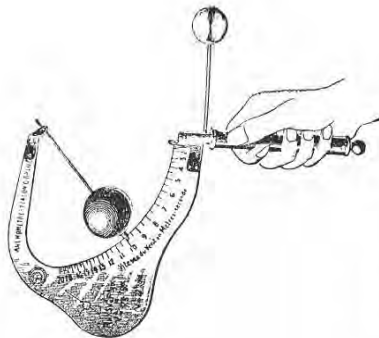


Fig. 201. — Anemómetro pendular de Richard, usado para la medición de la velocidad momentánea.

b) Igualmente sencillo es el empleo del *anemómetro de rotación*, llamado *molinete de viento*. Este aparato se compone de 3 (antes, de 4) semiesferas que, armadas sobre varillas, giran alrededor de un eje vertical, tanto más rápidamente cuanto mayor es la fuerza del viento (fig. 202). Los giros son registrados de tal manera, que la diferencia de las lecturas, tomadas al principio y al final de la medición, da el "recorrido del viento" durante el tiempo de observación. La velocidad se obtiene por cálculo, y como tal expresa la velocidad media que ha tenido el viento.

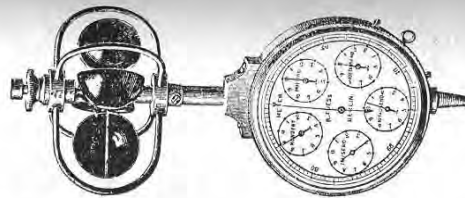


Fig. 202. — Anemómetro de rotación, apto para el registro del viento y para la medición de su velocidad media.

Las pequeñas velocidades del viento son disminuidas por este aparato, ya que una parte de la fuerza del viento es empleada en vencer el rozamiento que dificulta el movimiento. Las grandes velocidades, en cambio, son agrandadas, por la inercia del aparato. La incertidumbre en el resultado puede llegar a un 15 %. Ampliando la medición a un intervalo de tiempo considerable, estas influencias se compensan en sus efectos.

EJEMPLOS: a) En un lapso de 10", el anemómetro registró un recorrido de 95,6 m. La velocidad del viento es, en consecuencia, $v = 95,6 : 10 = 9,56$ m/sec.

b) A las 8^h03^m, la lectura del aparato dió 328,465 km, y a las 11^h18^m : 415,672 km. De este modo:

diferencia de lecturas : $\Delta l = 87,207$ km
 diferencia de horas : $\Delta t = 3^h 15^m = 3^h 25^m$
 velocidad del viento : $v = \Delta l : \Delta t = 26,8$ km/hora
 " " : $v_0 = 0,278$ v = 7,45 m/sec.

c) Actualmente se usa mucho el *anemómetro eléctrico*, en que el molinete en rotación induce una corriente eléctrica en una pequeña dinamo. La intensidad de esta corriente es una medida de la velocidad momentánea del viento (fig. 203).

d) Para medir velocidades muy pequeñas se usan *anemómetros de resistencia*, compuestos de espirales metálicas, llevadas al estado de incandescencia por medio de una corriente eléctrica. Estas espirales pierden tanto más calor cuanto más fuerte es el viento. La intensidad de la corriente que se requiere para la reposición del calor perdido es una medida de la velocidad momentánea del viento.

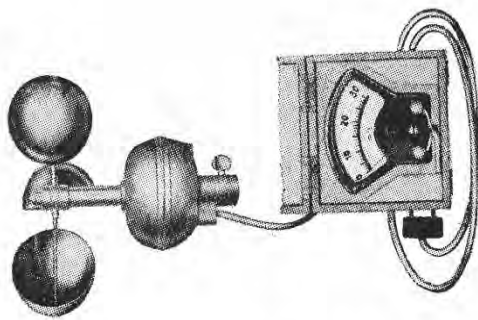


Fig. 203. — Anemómetro eléctrico, para la medición de la velocidad momentánea.

206. **Aparatos registradores del viento.** — Para la medición y registro de la dirección y velocidad del viento se emplean aparatos llamados ANEMÓGRAFOS.

Los tipos más usados son:

a) El *anemógrafo de presión* (fig. 204), en el cual el viento acciona sobre una placa, apoyada en un resorte y expuesta perpendicularmente a la dirección del viento por medio de una veleta. Las compresiones y dilataciones de este resorte son transferidas a un índice que se desliza sobre una hoja de papel adosada a un cilindro en rotación. En esta hoja quedan registradas las pulsaciones del viento.

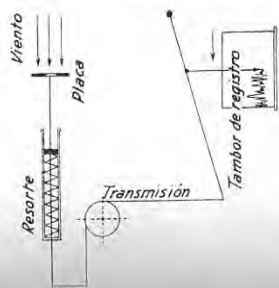


Fig. 204. — Esquema de un anemómetro de presión a resorte, para el registro de la velocidad momentánea.

b) El *anemógrafo hidrodinámico* tipo Dines (fig. 205), en el cual la presión del

viento actúa sobre una campana que flota sobre agua, en un recipiente mayor. El espacio sobre la campana comunica con el aire exterior; en él reina la presión atmosférica momentánea, llamada "presión estática". En el espacio debajo de la campana penetra el viento, por medio de una toma de aire dirigida por una veleta. En ella reina, por consiguiente, una presión mayor, llamada "presión global", igual

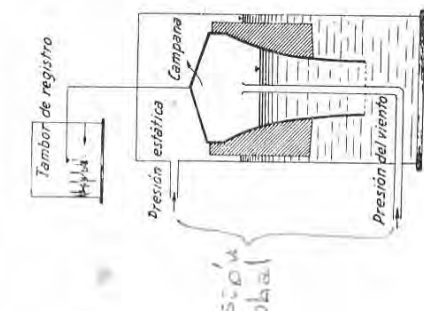


Fig. 205. — Esquema de un anemógrafo hidrodinámico, tipo Dines.

a la presión estática más la presión del viento. La campana sube y baja, en consecuencia, conforme aumenta o disminuye la presión del viento. El movimiento se hace visible por medio de un índice que se desliza sobre una hoja de papel, adosada a un cilindro en rotación, quedando registradas en ella las pulsaciones del viento.

Un anemógrafo de este tipo se ve en la fig. 206, y una fracción de la faja registradora del mismo, en la fig. 207.

En la parte baja de la faja queda registrada la velocidad que ha tenido el viento; en la parte alta, su dirección. En ambos registros se manifiesta claramente el carácter desordenado, turbulento del viento. Ráfagas de mucha velocidad son seguidas de relativas calmas, oscilando la dirección del viento al mismo tiempo. En la parte media de la faja se encuentra registrado el recorrido del viento. Cada rama de la poligonal representa un recorrido de 10 km. Las líneas verticales de la faja distan 10^m de tiempo. Con estos dos datos puede deducirse la velocidad media del viento.

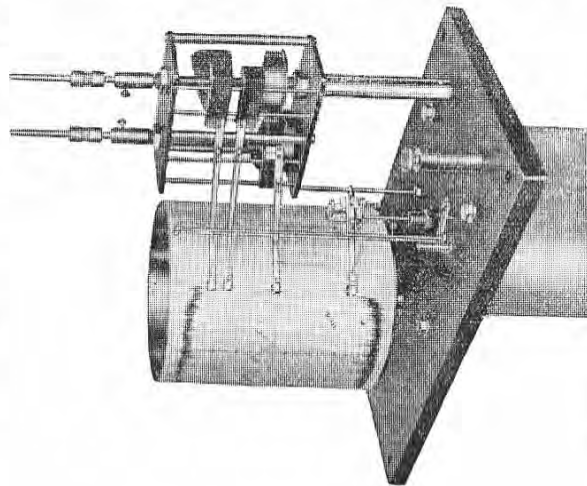


Fig. 206. — Aspecto de un anemógrafo hidrodinámico, con la faja registradora a la vista.

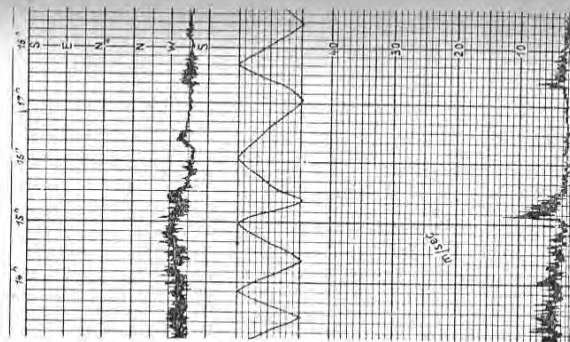


Fig. 207. — Fracción de una faja registradora de un anemógrafo hidrodinámico.

La velocidad del viento disminuye rápidamente con la aproximación al suelo. Es reducida, además, por las plantas y la edificación. Por estas razones, para obtener valores verdícos, conviene instalar los anemómetros y la toma de aire de los anemógrafos, más arriba de todo lo que pueda falsear su indicación. Según acuerdo internacional, deben instalarse 6 m más arriba de la edificación y la arboleda.

207. Medición del viento de altura. — La velocidad del viento aumenta con la altura, y su dirección cambia. Los valores obtenidos por medio de mediciones efectuadas cerca de la superficie de la tierra deben ser interpretadas, por esta razón, sólo como representantes de las

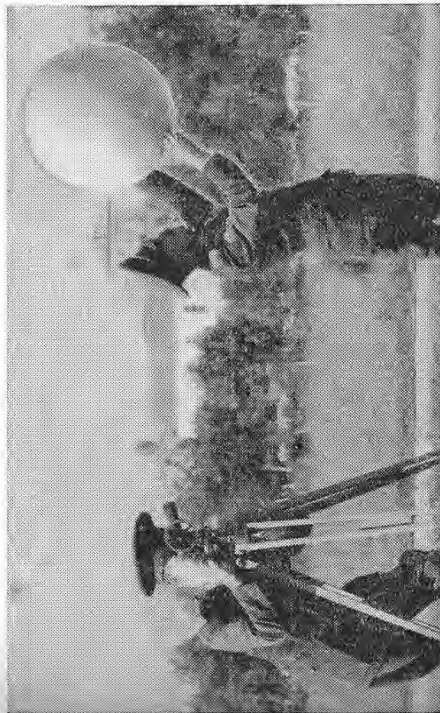


Fig. 208. — Globo piloto y teodolito aerológico, empleado para fijar su trayectoria, una vez lanzado al espacio.

condiciones imperantes en los primeros centenares de metros, pero **no** de las reinantes en alturas mayores.

La dirección y velocidad del viento en la altura pueden ser deducidas del movimiento de las nubes. Esta posibilidad ha sido considerada ya en los párrafos 135 y 136: "Altura de las nubes" y "Dirección y velocidad de movimiento de las nubes". El principal inconveniente de este método consiste en que no siempre puede emplearse, ni tampoco suele haber nubes en todas las alturas.

Cuando el cielo está despejado o existen pocas nubes, la dirección y velocidad del viento en las distintas alturas se determina por medio de globos pilotos.

Estos globos son de goma (fig. 208), y se inflan con gas hidrógeno. Este gas, como sabemos, es 14,5 veces más liviano que el aire. El globo inflado es Prestonado desde todos los lados, tendiendo a ser exprimido

del seno del aire. Las componentes laterales de estas presiones se compensan, no así las verticales. Como la presión atmosférica disminuye con la altura, el globo es presionado más de abajo que de arriba.

Resulta, pues, como si el globo tuviera una fuerza ascendente, y es tal que lo habilita para elevarse. Esta fuerza puede ser graduada, inflando el globo en mayor o menor proporción.

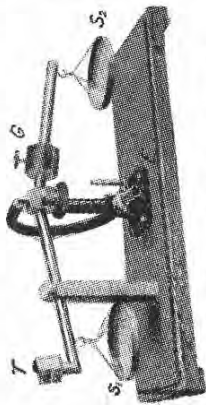


Fig. 209. — Balanza aerológica.

El S_2 se determina su peso. A continuación se carga el platillo S_1 con pesas equivalentes a la fuerza ascendente que se desea dar al globo, y que puede ser deducida de la gráfica representada en la figura 210. Si por ejemplo el peso del globo es de 80 gramos, y se desea que tenga una velocidad ascendente de 200 m por minuto, la fuerza ascendente que debe tener es de 248 gr. Hechos estos preparativos, se conecta el depósito de hidrógeno a la toma E, y se infla el globo hasta que la balanza queda equilibrada. En este momento se corta el paso del gas, se saca el globo y se cierra herméticamente su cuello, para impedir cualquier pérdida de gas. El globo está listo para ser lanzado al espacio.

Una vez soltado, el globo se eleva progresivamente, penetrando en aire cada vez menos denso. En consecuencia, el gas que lo llena se dilata. Debido a este incremento de su volumen, el globo debería aumentar su fuerza ascendente. Sin embargo no sucede esto, porque con la altura disminuye la presión atmosférica, y con ello también la diferencia de presiones a que está expuesto el globo de abajo y de arriba. Como resultado de estas dos influencias, el globo se eleva aproximadamente con una velocidad constante.

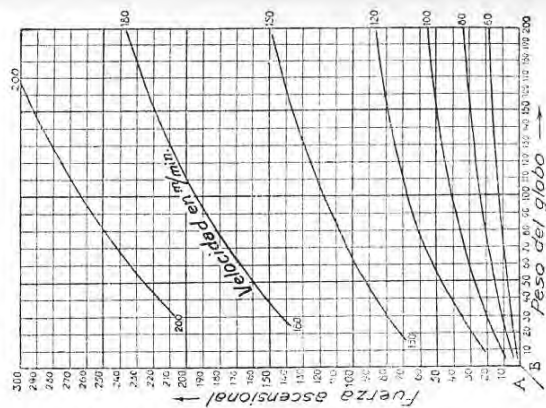


Fig. 210. — Gráfica para conocer la fuerza ascendente necesaria para que un globo de determinado peso ascienda con una velocidad prefijada.

Mediciones exactas de la velocidad ascensional de los globos, han demostrado que en realidad existe un pequeño aumento de la misma con la altura, aproximadamente en la siguiente medida:

Altura :	0	2	4	6	8	10	15	20 km,
Aumento:	0 %	4 %	7 %	11 %	15 %	20 %	36 %	50 %

Como se ve, renunciando al rigor de los datos, y limitando el interés sólo a los primeros 6 km, la velocidad ascensional del globo puede ser considerada como "constante" para los fines prácticos.

Sin embargo, la realidad es muy diferente. Éste es el caso cuando existen corrientes verticales de consideración. Corrientes ascendentes aumentan la velocidad de la ascensión; corrientes descendentes, la disminuyen. Suele darse el caso de que el globo queda como "suspendido" en el espacio, y en caso excepcional, hasta puede acercarse de nuevo a tierra. Cuando se desea obtener resultados precisos, es obvio que deben tenerse en cuenta estas posibilidades.

Para fijar la posición momentánea del globo en el espacio, es necesario conocer tres elementos: la altura a que se halla, A ; la distancia horizontal, D ; el rumbo, φ (fig. 211).

Suponiendo que la velocidad ascensional del globo es "constante", la altura a que se encuentra puede ser calculada teniendo en cuenta el tiempo transcurrido desde el momento de su lanzamiento.

La velocidad ascensional v con que se trabaja, suele ser de 200 m/mín = 3.33 m/sec. de manera que si el tiempo t , transcurrido desde el lanzamiento, también se expresa en minutos, la altura A que ha alcanzado el globo es:

$$A = v \cdot t = 200 \cdot t$$

El rumbo φ en que se encuentra el globo en este mismo instante, con respecto a la dirección "Norte", se fija por medio de un aparato llamado *teodolito aerológico*, y se expresa en grados sexagesimales.

Si el círculo horizontal del teodolito está acomodado de manera que el "cero" de la división está dirigido hacia el norte, apuntando el anteojo al globo, la lectura que se obtiene es el rumbo buscado.

El tercer elemento, la distancia horizontal D a que se encuentra el globo en el momento de observación, se calcula por medio de su altura y la inclinación de la visual dirigida al mismo. Esta

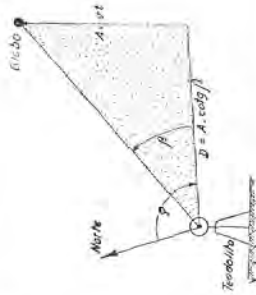


Fig. 211. Los tres elementos necesarios para fijar la posición momentánea de un globo piloto en el espacio: su altura A , su distancia D , su rumbo φ .

última, expresada en forma de un ángulo vertical, β , se obtiene con el teodolito.

La distancia horizontal D se calcula por la fórmula

$$D = A \cdot \cotg \beta$$

El cálculo puede ser efectuado con una regla de cálculo o con una máquina de calcular, sacando, en este último caso, los valores naturales de la función "cotangente" de tablas numéricas especiales. Existen también procedimientos gráficos y mecánicos, por medio de los cuales se puede obtener el valor buscado.

En la figura 208 se representa un sondeo efectuado en Córdoba el 21 de agosto de 1942. Como se ve, durante los primeros 14 minutos, o sea hasta una altura de $14 \times 200 = 2\,800$ m, el globo se encontraba en una masa aérea que se movía hacia el norte, en forma de "viento sur"; después, durante 6 minutos, en una masa en movimiento hacia el oeste, o sea en "viento este"; penetrando luego en una masa en movimiento hacia el este, en forma de "viento oes: e". Entre los minutos 28 y 30, o sea entre las alturas 5 600 y 6 000 m, supuesto ausencia de corrientes ascendentes, la dirección del viento era de 96° . Los dos puntos se encuentran en el plano original a una distancia de 29 mm. Siendo la escala del plano 1:30 000, o sea, representando 1 mm del plano 30 m de espacio, la distancia horizontal entre las dos posiciones es $29 \times 30 = 870$ m. Esta distancia fué recorrida en dos minutos = 120 sec, por lo cual la velocidad del viento era $870 : 120 = 7,25$ m/sec = 26,1 km/hora.

Fig. 212. — Teodolito aerológico registrador, tipo Morin.

Reiterando las mediciones a intervalos de tiempo constantes, por ejemplo, de minuto a minuto, efectuando los cálculos correspondientes, y representando los va-

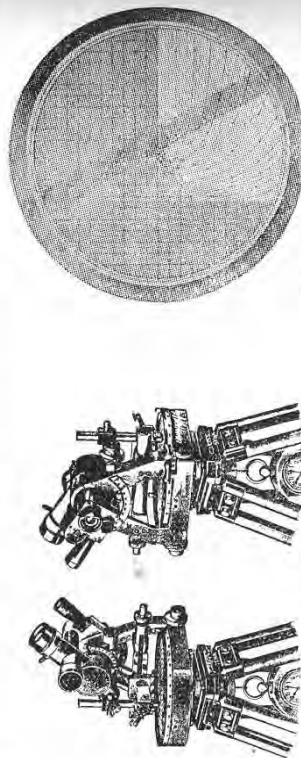


Fig. 213. — Teodolito aerológico marca Zeiss, que permite registrar semiautomáticamente la trayectoria del globo.

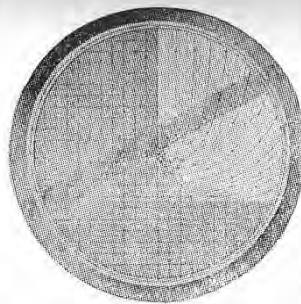


Fig. 214. — Disco Moltchanoff, aparato auxiliar que facilita la rápida representación de la trayectoria de un globo piloto.

lores conseguidos en un plano en escala 1:30 000 ó 1:60 000, operaciones que son facilitadas con el empleo del disco Moltchanoff (fig. 214), se obtiene una serie de puntos que, unidos entre sí por medio de una

línea compensadora, indican la trayectoria del globo, visto de arriba. La recta que une dos puntos sucesivos del plano indica la "dirección" del viento, siendo su longitud, a la vez, una expresión de la "velocidad" del viento. Si las observaciones fueron hechas a intervalos constantes, cuanto mayor es la distancia entre los puntos mayor es la velocidad del viento.

En la figura 215 representamos un sondeo efectuado en Córdoba el 21 de agosto de 1942. Como se ve, durante los primeros 14 minutos, o sea hasta una altura de $14 \times 200 = 2\,800$ m, el globo se encontraba en una masa aérea que se movía hacia el norte, en forma de "viento sur"; después, durante 6 minutos, en una masa en movimiento hacia el oeste, o sea en "viento este"; penetrando luego en una masa en movimiento hacia el este, en forma de "viento oes: e". Entre los minutos 28 y 30, o sea entre las alturas 5 600 y 6 000 m, supuesto ausencia de corrientes ascendentes, la dirección del viento era de 96° . Los dos puntos se encuentran en el plano original a una distancia de 29 mm. Siendo la escala del plano 1:30 000, o sea, representando 1 mm del plano 30 m de espacio, la distancia horizontal entre las dos posiciones es $29 \times 30 = 870$ m. Esta distancia fué recorrida en dos minutos = 120 sec, por lo cual la velocidad del viento era $870 : 120 = 7,25$ m/sec = 26,1 km/hora.

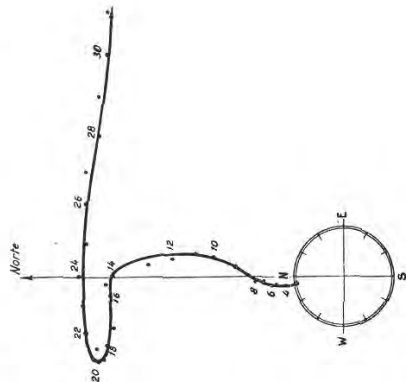


Fig. 215. — Trayectoria de un globo piloto, registrada en Córdoba el 21 de agosto de 1942.

Más adelante, en el subcapítulo VII F: "Nociones de aerología", se describen procedimientos modernos que permiten determinar la dirección y velocidad del viento en distintas alturas también durante tiempo nublado.

B) DINÁMICA DEL VIENTO

208. Viento gravitacional. — El aire tiene "peso"; por consiguiente, para ponerlo en movimiento se necesita "fuerza". Esta fuerza proviene, como sabemos (§ 187), de las "diferencias de presiones" que se producen como consecuencia de las "diferencias de densidades". El

movimiento "se inicia", obedeciendo a la fuerza de gravedad, con el *derrame* de aire en una determinada dirección; y prosigue, y a la vez se intensifica, a medida que pasa el tiempo, desviándose de la dirección primitiva.

Dos características esenciales tiene, pues, el viento en cualquier instante: *dirección* y *velocidad*.

La **VELOCIDAD** adquirida la podemos encontrar de la siguiente manera:

Imaginémonos cortada la masa aérea en prismas de pequeña sección s pero de considerable longitud L , concordante con la dirección del viento (fig. 216). Estos prismas están presionados de todos lados.

Las presiones laterales, por ser iguales, se compensan. La presión a que está expuesto desde arriba, en combinación con su "peso", la suponemos igual a la presión de abajo. Queda excluido así todo movimiento vertical. El desplazamiento del prisma es, en este caso, el resultado únicamente de la "diferencia de presiones" $\Delta P = P_1 - P_2$ a que está expuesto en sus dos frentes.

La **ACELERACIÓN** con que se efectúa este movimiento la deduciremos recordando, como lo enseña la Física, que una fuerza F está en condiciones de imprimir a una masa m la aceleración a , o sea que $F = m \cdot a$. En nuestro caso, $F = \Delta P$, y $m = L \cdot s \cdot \delta$, significando δ , como siempre, la densidad del aire, por lo cual:

$$a = \frac{\Delta P}{L \cdot s \cdot \delta}$$

El cociente $\Delta P : L$ representa el gradiente de presión γ , de manera que, supuesto $s = 1$,

$$a = \frac{\gamma}{\delta},$$

fórmula que dice que la aceleración de un prisma de aire es proporcional al "gradiente de presión" reinante, e inversamente proporcional a su densidad.

Conociendo la aceleración del movimiento, la *velocidad* adquirida y el *espacio* recorrido se calculan por las fórmulas:

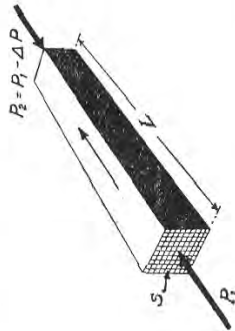


FIG. 216. — Cada prisma de aire se mueve en la dirección del mayor empuje.

$$v = a \cdot t \quad E = \frac{1}{2} a \cdot t^2,$$

respectivamente, en las que t significa el tiempo transcurrido desde la iniciación del movimiento.

Así, por ejemplo, si $a = 1 \text{ cm/sec}^2$, y $t = 100 \text{ sec}$, resulta $v = 100 \text{ m/sec}$, y $E = 5000 \text{ m}$.

Según la fórmula precedente, la velocidad del movimiento crece proporcionalmente al tiempo transcurrido. Su valor, aparentemente, no tiene límite. Sin embargo, como veremos más adelante, la velocidad que una masa aérea puede adquirir es limitada, debido al "rozamiento", y donde éste no existe, a la llamada "fuerza de Coriolis", con la cual se designa la influencia del giro de la Tierra en el movimiento.

La **DIRECCIÓN** del movimiento puede ser deducida del siguiente modo:

Según la fórmula antes deducida, la aceleración es inversamente proporcional a la distancia L , para la cual la diferencia de presiones acusa el valor ΔP . Cuanto menor es esta distancia, mayor es la aceleración producida. La distancia mínima se encuentra en la dirección de la mayor pendiente barométrica, o sea en la dirección del gradiente de presiones. Esta dirección concuerda, en todo momento, con la trayectoria ortogonal de las isobaras. Quiere decir esto que el *aire* se derrama perpendicularmente a las *isobaras*.

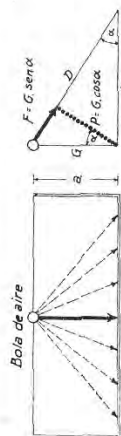


FIG. 217. — El flujo del aire obedece a las leyes del plano inclinado: sigue el camino más corto.

La causa de este fenómeno es la siguiente:

Si soltamos una bola por un plano inclinado, rueda hacia abajo por el camino "más corto", y por ningún otro, aunque exista una infinidad de ellos (fig. 217). La razón queda evidenciada en la parte derecha de la misma figura, que representa una sección transversal a través del plano inclinado. El "peso" de la bola, representado por la línea G , puede ser descompuesto en una fuerza $F = G \cdot \sin \alpha$, paralela al plano, y en fuerza $P = G \cdot \cos \alpha$, perpendicular al mismo. Ésta representa la presión que la bola ejerce sobre el plano; aquella la fuerza que la hace rodar. Cuanto mayor es la inclinación α del plano, mayor es esta fuerza. Si el ángulo es pequeño, la función "seno" puede ser reemplazada por la "tangente", y ésta por el "arco", de manera que:

$$F = G \cdot \sin \alpha \approx G \cdot \tan \alpha = G \cdot \frac{a}{L}.$$

Como se ve, la fuerza que mueve a la bola es tanto mayor cuanto más corto es el camino. El rodar se efectúa en la dirección de la mayor pendiente.

Reemplazando mentalmente el plano inclinado por una superficie isobárica y la bola por una "bola de aire", se comprende que ésta rueda en la dirección de la mayor pendiente barométrica, o sea perpendicularmente a las isobaras.

La fuerza que pone en movimiento a las bolas de aire es la *fuerza de gravedad*. Es también la fuerza que constantemente acelera el movimiento y lo dirige siempre por el camino más corto, perpendicularmente a las isobaras, del lugar de alta presión hacia el lugar de baja presión atmosférica. Al fluir de aire que cumple estas condiciones, y mientras las cumple, corresponde llamar **VIENTO GRAVITACIONAL**.

Todas las corrientes aéreas originadas por la topografía del terreno, son vientos gravitacionales. El aire enfriado durante la noche fluye por las laderas de las montañas hacia los bajos del terreno, por el camino más corto, o sea perpendicularmente a las curvas de nivel. La presión atmosférica decrece con la altura. Por esta razón las curvas de nivel son al mismo tiempo "líneas isobáricas". El aire fluye, pues, al iniciarse el movimiento, también en este caso, perpendicularmente a las líneas isobáricas.

209. Influencia del giro de la Tierra.—Según la *ley de inercia*, descubierta por Galileo en 1653, una masa aérea en movimiento debe conservar su dirección y su velocidad mientras no caiga bajo la influencia de alguna fuerza capaz de modificarlas. Las observaciones, "aparentemente", no confirman la validez de esta ley. Se nota más bien que, al pasar el tiempo, el viento se desvía de su dirección primitiva: en el hemisferio sur, hacia la izquierda, y en el hemisferio norte, hacia la derecha. La causa de este desvío reside en la esterilidad de la Tierra y en el giro alrededor de su eje.

a) **MOVIMIENTOS POR EL MERIDIANO.** Todos los puntos de la superficie de la Tierra, como también todos los cuerpos situados sobre ella, efectúan un giro completo alrededor de su eje en 24 horas siderales. La "velocidad angular" de este movimiento es idéntica para todos los puntos, en cualquier lugar que se encuentren, mas no la "velocidad tangencial". Ésta es tanto mayor cuanto más alejado se encuentra el punto del eje de la Tierra.

La velocidad tangencial se expresa por la fórmula:

$$v = \omega \cdot r \cos \varphi,$$

en que ω significa la "velocidad angular" del movimiento, 73.10^{-6} , τ , el radio de la Tierra, igual a 6370 km, y φ , la latitud geográfica. Los valores correspondientes a las distintas latitudes son:

$\varphi =$	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
$v =$	465	457	436	402	356	299	232	159	81	0 m/sec.

Supongamos que una bola de aire B_0 , situada en L_0 , sobre el paralelo φ_0 , inicia

un movimiento rectilíneo uniforme hacia el sur. Después de haber transcurrido cierto tiempo, se encontrará sobre el paralelo φ_1 . Pero durante este mismo tiempo, L_0 se corrió, igual que todos los otros puntos del paralelo, hacia el este, la distancia L_0L_1 . La bola se encuentra, por consiguiente, en el lugar B_1 . Pasado un segundo intervalo de tiempo, la bola habrá alcanzado el paralelo φ_2 , y en su movimiento por el paralelo, el lugar L_2 se encontrará, pues, en B_2 . Con el pasar del tiempo, la bola ocupará los sucesivos lugares B_3 , B_4 , etc.

Supongamos que un observador ubicado en L_0 hubiera marcado la dirección del movimiento por medio de la señal S_0 , y supongamos también que en esta misma dirección se viera una estrella E . Este observador, al correr el tiempo, se encontrará en los lugares L_1 , L_2 , L_3 , etc., respectivamente, mientras que la línea L_0S_0 , a la cual refiere el movimiento de la bola de aire, debido a la esterilidad y giro de la Tierra, ocupará los lugares L_1S_1 , L_2S_2 , etc. Con respecto a esta línea, materializada en el meridiano, la bola de aire, en movimiento hacia el sur, parece desviarse hacia la izquierda. En realidad, no existe tal desvío. La bola de aire, conforme a la ley de inercia, prosigue su movimiento rectilíneo uniforme en la dirección indicada, dada por la estrella E . Lo que ha variado es sólo la dirección de la línea de fe, con la cual relaciona el observador el movimiento. En efecto, respecto a una línea de fe, materializada en el meridiano, una masa aérea que se dirige hacia el sur se desvía hacia la izquierda, o sea hacia el este.

Fig. 218. — Desvío de una bola de aire hacia la izquierda del meridiano, en su movimiento en dirección sur.

Este mismo fenómeno puede expresarse también de otro modo. Debido a la esterilidad de la Tierra, los puntos situados sobre paralelos más próximos a los polos recorren, en el mismo tiempo, arcos menores que los situados sobre los paralelos más alejados de ellos. Por esta razón una masa de aire que viene del norte, y que por eso mismo tiene una velocidad tangencial mayor, aparentemente se adelanta hacia el este, o sea hacia la izquierda con respecto a la dirección primitiva del movimiento.

Análoga es la influencia sobre un movimiento dirigido hacia el norte (fig. 219). La masa aérea, al aproximarse al ecuador se encontrará sobre paralelos en que la velocidad de movimiento de los puntos es cada vez más grande que la velocidad que ella posee. El efecto es que su movimiento por los paralelos quedará atrasado con

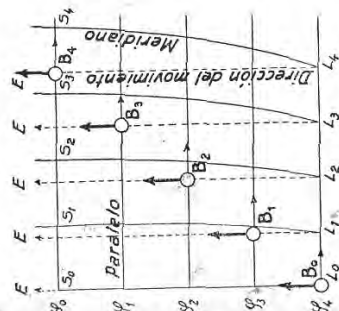


Fig. 219. — Desvío de una bola de aire hacia la izquierda del meridiano, en su movimiento en dirección norte.

ella posee. El efecto es que su movimiento por los paralelos quedará atrasado con

respecto al movimiento de los puntos de la superficie de la Tierra cada vez más y más. Un observador que mirase en la dirección del meridiano tendrá la impresión de que la bola de aire se va desviando hacia la izquierda, o sea hacia el oeste. También en este caso el desvío es sólo aparente. La bola de aire prosigue su movimiento en la dirección primitiva; lo que se ha desviado es la "línea de referencia".

b) MOVIMIENTOS POR EL PARALELO. Las consideraciones expuestas no son aplicables cuando la masa aérea se mueve por un paralelo, en forma de "viento oeste" que sopla hacia el este, o en forma de "viento este" que se dirige hacia el oeste. En este caso, el desvío del viento o hacia la izquierda, con respecto a la dirección en que sopla, se explica de la siguiente manera:

Si la Tierra fuese esférica, todo cuerpo o masa aérea m situada en su superficie se encontraría bajo la influencia de dos fuerzas: la de gravedad, G , dirigida hacia el centro de la Tierra, y la centrífuga, C , con tendencia a alejarla del eje de ésta (fig. 220 a). Esta última fuerza puede ser descompuesta en una "componente vertical", V , concordante con la dirección de la fuerza de gravedad, que disminuye el peso de la masa aérea, y una "componente horizontal", H , paralela a la superficie de la Tierra, que tiene tendencia a mover la masa aérea m hacia el ecuador. Desde los lejanos tiempos en que la corteza terrestre era menos rígida que actualmente, este movimiento hacia el ecuador se realizó ya. Como consecuencia, la forma de la Tierra no es más esférica, sino elipsoidal. En el ecuador parece abultada; en los polos, achatada. El eje ecuatorial es mayor que el eje polar. En consecuencia, existe una "pendiente" desde el ecuador hacia los polos. La aceleración que esta pendiente origina contrarresta la aceleración que la masa aérea experimenta hacia el ecuador mientras se mueve con la misma velocidad que los puntos de la superficie de la Tierra, o sea mientras reina calma.

Si sopla "viento", esta velocidad es distinta: mayor, cuando el viento sopla del oeste, porque entonces se adelanta respecto a la superficie, y menor, cuando sopla del este, ya que en este caso queda atrasado. En ninguno de estos dos casos puede existir equilibrio. En el primero, la fuerza centrífuga es "algo mayor", la disminuta cantidad $+dC$, que la correspondiente al equilibrio, o sea a la calma; en el segundo, "algo menor", por la disminuta cantidad $-dC$ (fig. 220 b). Estas disminutas fuerzas pueden ser descompuestas, igual que en el caso anterior, en dos componentes: una vertical, concordante con la dirección de la gravedad, y otra horizontal. Si el viento sopla "hacia el este", el peso de la masa aérea disminuye una insignificancia, evidenciando a la vez una tendencia a escurrirse hacia el ecuador. En el hemisferio sur, estos movimientos aparecen como un desvío hacia la izquierda, y en el hemisferio norte, como un desvío hacia la "derecha". Al

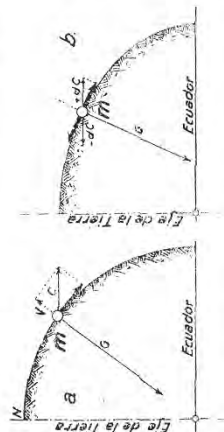


FIG. 220. — a: La fuerza centrífuga trata de desviar toda masa en movimiento hacia el ecuador; b: Si una masa tiene mayor velocidad que la superficie de la Tierra, se desvía hacia el ecuador; si tiene menor velocidad, hacia el polo.

contrario, si el viento sopla "hacia el oeste", el peso de la masa aérea aumenta una pequeña cantidad, mostrando además tendencia a desviarse hacia el polo. En el hemisferio sur, esta tendencia se manifiesta como un desvío del viento hacia la "izquierda", y en el hemisferio norte, nuevamente como un desvío hacia la "derecha".

Como se ve, en cualquier dirección que sople el viento por un paralelo, en el hemisferio sur se desvía hacia la izquierda, y en el hemisferio norte, hacia la derecha.

c) MOVIMIENTO EN UNA DIRECCIÓN CUALQUIERA. El viento que sopla en una dirección cualquiera, puede ser descompuesto en dos componentes: una que coincide con el meridiano, y otra que coincide con el paralelo. Sobre aquélla actúa la influencia del giro de la Tierra, que trata de desviarla hacia la izquierda; sobre ésta, la influencia de la fuerza centrífuga, que trata de desviarla igualmente hacia la izquierda. El desvío efectivo que el viento experimenta en su dirección es la combinación de estos desvíos parciales.

En síntesis, puede decirse: en cualquier dirección que se ponga en movimiento una masa aérea, inmediatamente principia a actuar sobre ella una "fuerza aparente" que tiene tendencia a torcer esta dirección: en el hemisferio sur, hacia la izquierda, en el hemisferio norte, hacia la derecha. Llamamos a esta fuerza aparente, en honor de su descubridor, fuerza de Coriolis.

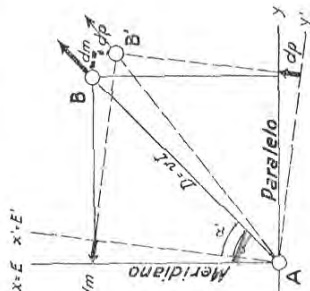


FIG. 221. — Desvío aparente de un móvil, debido al desplazamiento de su sistema de coordenadas.

Como lo acabamos de señalar, el desvío del viento es sólo aparente. No es el viento el que se desvía, sino la línea con la cual relacionamos el movimiento. Si una masa aérea sale del punto A con una velocidad v , al cabo de un tiempo t se encontrará en el lugar B (fig. 221). Cuando se inició el movimiento, este lugar aparecía formando con el meridiano un ángulo α . Al terminar el movimiento, este ángulo es algo menor, α' . "Aparentemente", la masa aérea se desvió de la dirección primitiva hacia la izquierda. Lo que sucedió es que nuestra "línea de fe", el meridiano, cambió de dirección. Antes apuntaba hacia una estrella E , ahora apunta hacia la estrella E' . En realidad, el movimiento de la masa aérea, conforme con la ley de inercia, prosigue en la misma dirección AB , mientras que a nosotros nos "parece" que esta dirección debería ser AB' .

210. Intensidad de la fuerza de Coriolis. — La intensidad de la fuerza de Coriolis se expresa por medio de la aceleración que produce. Ésta es:

$$a = 2 \omega \cdot \sin \varphi \cdot v,$$

donde v significa la velocidad del viento; φ la latitud en que se verifica el fenómeno, y ω , la "velocidad angular" de la rotación de la

Tierra, o sea la porción de ecuador recorrida en un segundo. Como se ve, el valor de la aceleración es nulo en el ecuador, mientras que en los polos adquiere su máximo, $2\omega \cdot v$. En un mismo lugar, la aceleración crece con la velocidad del viento.

Supongamos que una masa aérea se mueve desde un lugar C (Córdoba) hacia otro lugar P , con la velocidad v (fig. 222). Si la Tierra no girara, esta masa, pasando un cierto tiempo t , habría recorrido la distancia $D = v \cdot t$, y se encontraría en el lugar P . Pero la Tierra gira, de manera que al finalizar el tiempo t , el lugar C se encuentra en C' , el lugar P en P' , y la masa aérea, en el lugar P'' , distante de P' el espacio E hacia la izquierda. Este espacio ha sido recorrido por la masa aérea en un movimiento uniformemente acelerado, de manera que $E = \frac{1}{2}at^2$. Sabemos ya que este desvío es sólo aparente. Lo que en realidad se ha desplazado, debido al giro de la Tierra, es la "dirección" con la cual relacionamos el movimiento. El movimiento mismo, conforme con la ley de inercia, sigue desarrollándose en la dirección primitiva: CP'' es paralelo a CP .

Para facilitar la deducción de la magnitud de la aceleración que ha producido este desvío, imaginemos un cono tangente a la Tierra por el paralelo φ . La superficie de este cono se ajusta muy bien a la superficie de la Tierra a ambos lados de este paralelo, de manera que podemos considerar como si el movimiento se hubiera efectuado sobre la superficie de este cono.

Desarrollando la superficie del cono en el plano, aparecen dos sectores, rayados en la figura, que son semejantes, porque tienen el mismo ángulo γ en los vértices. Existe, pues, la relación $E : D = p : R$, de donde:

$$E = \frac{p}{R} \cdot D.$$

En esta fórmula, p es un arco de paralelo, cuya longitud es $T_0 \Delta\lambda$, donde T_0 significa el radio del paralelo, y $\Delta\lambda$ la diferencia de longitud entre los lugares C y C' , o sea el ángulo que los planos meridianos forman entre sí. Este ángulo $\Delta\lambda$ puede ser expresado también en la forma $\omega \cdot t$, o sea la velocidad angular ω , tomada tan-

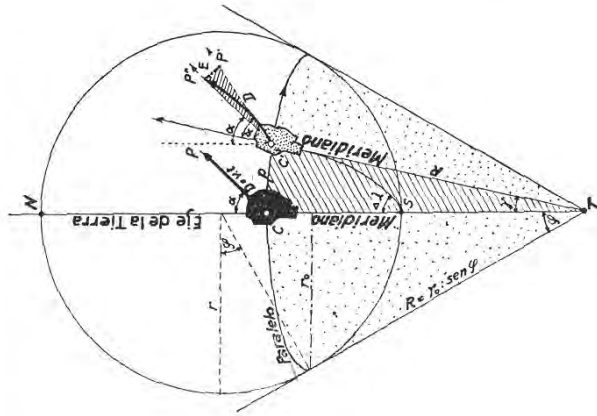


FIG. 222. — Desvío aparente de un móvil, debido a la influencia del giro de la Tierra.

las veces como segundos ha durado el movimiento. R es la longitud de la arista TC ; su valor es $T_0 \cdot \sin \varphi$. Reemplazando estos valores en las fórmulas anteriores, se tiene:

$$E = \frac{1}{2} a t^2 = \frac{T_0 \omega t}{T_0 \cdot \sin \varphi} \cdot v \cdot t,$$

de donde:

$$a = 2 \omega \cdot \sin \varphi \cdot v.$$

El resultado es independiente de la dirección. La fórmula es válida, pues, también para los movimientos en el meridiano y en el paralelo.

El valor de la velocidad angular ω se obtiene si se establece la relación entre el diminuto arco $d\epsilon$, que recorre un punto del ecuador en un segundo de tiempo, y el radio ecuatorial de la Tierra r , de manera que:

$$\omega = \frac{d\epsilon}{r} = \frac{465 \text{ m/sec}}{6377 \text{ km}} = 73 \cdot 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$$

Para una misma región, la aceleración es constante. Así, por ejemplo, para la región del Río de la Plata, con $\varphi = -34^\circ 36'$, y para una velocidad de 10 m/sec,

$$a = 2 \cdot 73 \cdot 10^{-6} \cdot 0,5678 \cdot 10\,000 = 8,3 \text{ mm/sec}$$

Como se desprende de este valor numérico, el desvío del viento de su dirección primitiva se efectúa con relativa lentitud.

En la tabilla que sigue figuran las aceleraciones a , correspondientes a distintas velocidades v , como también el tiempo t empleado en recorrer una distancia $D = 1000 \text{ m}$, y el desvío E que experimenta el tiempo.

Velocidad	$v =$	1	2	3	5	10	15	20	m/sec
Aceleración	$a =$	0,8	1,7	2,5	1,1	8,3	12,4	16,6	mm/sec
Distancia	$D =$	1	1	1	1	1	1	1	km
Tiempo	$t =$	1000	500	333	200	100	67	50	sec
Desvío	$E =$	414	207	138	83	41	28	21	m

El viento fuerte se desvía menos que el viento suave.

211. Viento estacionario o geostrófico. — Como se ha demostrado en el § 208, el aire se mueve de la región de alta presión hacia la región de baja presión, con una aceleración proporcional al gradiente de presión, e inversamente proporcional a la densidad del aire. El movimiento es uniformemente acelerado, de manera que su velocidad crece con el tiempo.

Sobre este movimiento que representa el "DERRAME DEL AIRE", y que por esto mismo se efectúa perpendicularmente a las isobaras, comienza a ejercer su influencia "la fuerza de Coriolis", tratando de desviarlo hacia la izquierda. Esta influencia es pequeña al principio, pero crece con el cuadrado del tiempo transcurrido. En consecuencia, la dirección del viento cambia progresivamente, hasta tanto llega a ser perpendicular a la dirección primitiva, o sea a la dirección del viento gravitacional,

concordante con la dirección del gradiente de presión (fig. 223).

Como siempre, la fuerza de Coriolis actúa perpendicularmente sobre el viento, de manera que cuando el viento está desviado 90° , la dirección de esta fuerza es contraria a la dirección de la fuerza de derrame. Las dos

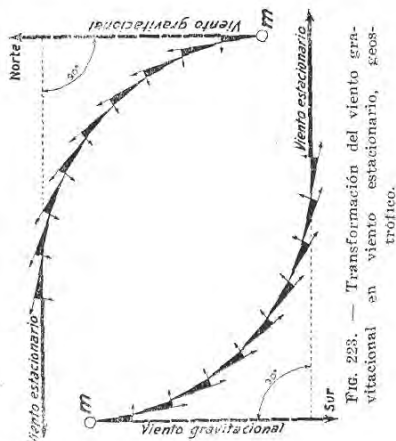


Fig. 223. — Transformación del viento geostrofico en viento estacionario, geostrofico.

Un viento de estas condiciones se llama *viento estacionario*, *viento de gradiente* y también *viento geostrofico*, o sea, desviado por el giro de la Tierra.

La *velocidad* del viento estacionario puede ser deducida del hecho de que, para su existencia, la fuerza de Coriolis tiene que igualar a la fuerza de derrame.

Fuerzas iguales producen, en la misma masa de aire, aceleraciones iguales, por lo cual la aceleración originada por la fuerza de Coriolis (pág. 297) tiene que ser igual a la aceleración producida por la fuerza de derrame (pág. 292), o sea que:

$$2\omega \cdot \sin \varphi \cdot v = \frac{\Delta P}{L \cdot s \cdot \delta}$$

de donde:

$$v = \frac{\Delta P}{2\omega \cdot \sin \varphi \cdot L \cdot s \cdot \delta}$$

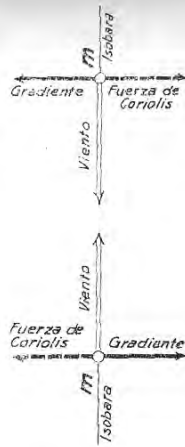


Fig. 224. — Dirección del viento estacionario, sin influencia del rozamiento.

La "diferencia de presiones", ΔP , a las cuales está expuesto el prisma de aire, la medimos con la "diferencia de pesos" de las columnas de mercurio que las equilibran, de manera que en lugar de ΔP puede escribirse $\Delta b \cdot s \cdot m \cdot g$, con lo cual la fórmula se transforma en:

$$v = \frac{m \cdot g}{2\omega \cdot \sin \varphi \cdot \delta} \cdot \frac{\Delta b}{L}$$

Recordando que $\Delta b : L$ expresa al "gradiente de presiones" que designamos con γ , y que $m \cdot g : 2\omega$, para un mismo lugar es constante y puede expresarse por c , se tiene:

$$v = \frac{c}{\delta} \cdot \gamma \cdot \sin \varphi$$

Como se ve, la velocidad del viento estacionario depende del gradiente de presiones, de la densidad del aire y de la latitud del lugar. Para un mismo lugar, cuanto mayor es el gradiente y más liviano el aire, más fuerte resulta el viento. En consideración de que la densidad del aire varía sólo en un 10 % durante un día, puede decirse también que el viento estacionario sopla con tanta mayor fuerza cuanto mayor es el gradiente de presiones. Esta relación se llama **LEY DE GRADIENTE**.

Para condiciones físicas normales, o sea: $t = 0^\circ \text{C}$, $b = 760 \text{ mm Hg}$, $\delta = 0,001293 \text{ gr/cm}^3$, $m = 13,595 \text{ gr/cm}^3$, $\omega = 73,10^{-6}$, $g = 981 \text{ cm/sec}^2$ y $L = 111 \text{ Km}$, la velocidad del viento es, expresando Δb en mm Hg,

$$v \text{ m/sec} = 6,37 \frac{\Delta b}{\sin \varphi}$$

Una diferencia de presiones de 1 mm Hg sobre una distancia de $L = 111 \text{ Km}$ es capaz de producir un viento estacionario, no influido por el rozamiento, de la siguiente velocidad en las distintas latitudes:

$\varphi =$	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
$v =$		36,6	18,6	12,7	9,9	8,3	7,4	6,8	6,5	6,4 m/sec

En la región ecuatorial, debido a la ausencia de fuerza de Coriolis, el aire se precipita hacia el lugar de baja presión con considerable velocidad, circunstancia que facilita la formación de huracanes y ciclones en ella.

Para la región del Río de la Plata, con $\varphi = -31^\circ 35'$, supuesto condiciones de la "Atmósfera Standard", $t = +15^\circ$, $b = 760 \text{ mm}$, $\delta = 1,2255 \text{ kg/m}^3$, $g = 979,71 \text{ cm/sec}^2$ y $L = 100 \text{ km}$, la velocidad del viento puede obtenerse por medio de las dos fórmulas:

$$v \text{ m/sec} = 13,13 \gamma \text{ mm} = 9,85 \gamma \text{ mb} \approx 10 \gamma \text{ mb}$$

$$v \text{ km/hora} = 47,26 \gamma = 35,45 \gamma \approx 36 \gamma$$

EJEMPLO: En una Carta del Tiempo, la distancia entre las isobaras de 1021 y 1020 milibares que abarcan la región del Río de la Plata es de 23,5 mm = 23,5. 125 = 444 km, de manera que $\gamma = 4 : 444 = 0,9 \text{ mb/100 km}$, y en consecuencia, la velocidad del viento $v = 8,8 \text{ m/sec} \approx 32 \text{ km/hora}$.

212. Influencia de la curvatura de las isobaras. — El movimiento rectilíneo uniforme del aire, paralelo a las isobaras, prosigue, conforme a la ley de inercia, sólo hasta tanto alguna fuerza no lo modifica. Esta fuerza suele ser la *fuerza centrífuga* que se presenta en el movimiento en que se curvan las isobaras. La aceleración que ella produce está expresada por la fórmula v^2/r , donde v significa la velocidad del viento, y r , el radio de curvatura de las isobaras. En caso de un "movi-

miento anticlinal", esta aceleración se suma a la aceleración producida por el gradiente de presión; en caso de un "movimiento ciclónal", se le resta. Por esta razón, alrededor de un "anticiclón" el viento sopla con más fuerza, y alrededor de un "ciclón", con menos fuerza que la correspondiente al gradiente de presiones.

El viento condicionado por el gradiente de presiones, por la fuerza de Coriolis y la fuerza centrífuga originada por la curvatura de las isobaras, se llama *viento ciclostrofico*, o sea viento desviado por el movimiento ciclónal.

Sea m una masa aérea que se mueve con la velocidad v en la dirección D , y sea r el radio de curvatura de la isobara (fig. 225). En un tiempo t , esta masa recorre la distancia D , alejándose a la vez de la isobara el espacio E , dando así la impresión de que hubiera actuado sobre ella una fuerza. Esta es la fuerza centrífuga.

Del triángulo rectángulo a la vista se deduce que:

$$r^2 + D^2 = (r + E)^2 = r^2 + 2rE + E^2,$$

de donde, teniendo en cuenta que E es muy pequeño en comparación con r y D ,

$$E = \frac{D^2}{2r}.$$

Durante el tiempo t , el espacio D ha sido recorrido en un movimiento rectilíneo uniforme, de manera que $D = vt$; mientras que el espacio E fué atravesado en un movimiento uniformemente acelerado, de modo que $E = \frac{1}{2}at^2$, donde a significa la aceleración producida por la fuerza centrífuga. Reemplazando estos valores se tiene:

$$\frac{1}{2}at^2 = \frac{v^2 t^2}{2r},$$

y simplificando:

$$a = \frac{v^2}{r},$$

fórmula que dice que la aceleración producida por la fuerza centrífuga crece con el cuadrado de la velocidad del viento, y que resulta tanto mayor cuanto menor es el radio de la curvatura de las isobaras.

Sobre la magnitud de esta aceleración, supuesto una velocidad del viento de 10 m/sec, ilustra la siguiente tabilla, para los radios de curvatura más frecuentes de las isobaras:

$r =$	500	1000	1500	km
$a =$	0,00020	0,00010	0,00007	m/sec ²
$=$	0,2	0,1	0,07	mm/sec ²

valores que comparados con la aceleración producida por la fuerza de Coriolis, 2,5 mm/sec², son insignificantes. En consecuencia, se mantiene la validez de la LAY DE GRADIENTE: el viento sopla paralelamente a las isobaras, con una velocidad proporcional al gradiente de presiones.

En las *remolinos de aire*, los radios de curvatura de las isobaras son pequeños, y en consecuencia la aceleración producida por la fuerza centrífuga grande, muchas veces superior a la aceleración originada por la fuerza de Coriolis. Supuesto la misma velocidad de antes, 10 m/sec, si:

$r =$	1	10	100	1000	m
$a =$	100	10	1	0,1	m/sec ²
$=$	100000	10 000	1000	100	mm/sec ²

o sea muy superior a la aceleración producida por la fuerza de Coriolis. En consecuencia, pueden observarse remolinos que no giran de izquierda a derecha, como corresponde al movimiento ciclónal, sino en sentido contrario, de derecha a izquierda.

El efecto de la curvatura de las isobaras se encuentra representado en la figura 226. Si las isobaras rodean una región de "alta presión", A , el efecto de la fuerza centrífuga se suma al efecto de la fuerza de derrame; la velocidad del viento v , queda agrandada dv . Por lo contrario, si las isobaras rodean una región de "baja presión", B , el efecto de la fuerza centrífuga debilita la fuerza de derrame, y la velocidad del viento queda disminuida en la misma cantidad dv . En lenguaje matemático, esta influencia es expresada por la fórmula:

$$\frac{\Delta P}{L \cdot \delta} \pm \frac{v^2}{r} = 2 \omega \cdot \sin \varphi \cdot v \quad \left\{ \begin{array}{l} \text{Alta} \\ \text{Baja} \end{array} \right.$$

En caso que la fuerza de derrame, expresada por el gradiente de presión, se redujera a cero, la influencia del giro de la Tierra tendría que ser equilibrada solo con la fuerza centrífuga. Se tendría entonces:

$$\frac{v^2}{r} = 2 \omega \cdot \sin \varphi \cdot v,$$

de donde:

$$r = \frac{v}{2 \omega \cdot \sin \varphi}$$

La órbita sería, en este caso, una *circunferencia*, llamada de *inercia*. Su radio es directamente proporcional a la velocidad de la masa aérea, e inversamente al seno de la latitud del lugar.

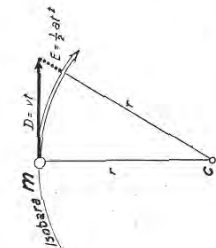


Fig. 225. — Influencia de la curvatura de las isobaras en la dirección del viento.

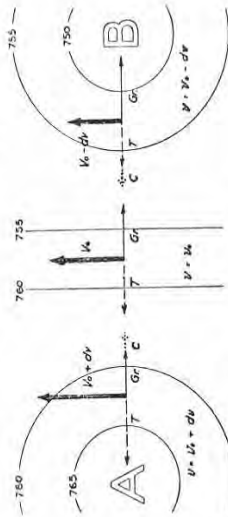


Fig. 226. — Influencia de la curvatura de las isobaras en la velocidad del viento.

Para la región del Río de la Plata, con $\varphi = -34^{\circ} 35'$, los valores correspondientes son:

$v =$	0,01	0,10	1,00	10,00
$r =$	0,12	1,21	12,08	120,8

El radio de la circunferencia de inercia crece desde los polos hasta el ecuador. En el ecuador, su valor es infinito.

213. Influencia del rozamiento. — En la cercanía del suelo, la velocidad y la dirección del viento están influenciadas por el rozamiento a que está expuesta la masa aérea en la superficie de la Tierra.

Todo lo que sobresale del plano horizontal dificulta el fluir del aire. Obstáculos de consideración son los edificios y las construcciones de todo orden.

Grande es, asimismo, la influencia de la vegetación, particularmente la de los árboles y bosques. Obstáculos de orden superior son, por su extensión y altura, los accidentes topográficos.

La influencia del rozamiento se manifiesta en forma de una reducción de la velocidad del viento. Su efecto puede ser comparado con el de una fuerza, contraria a la dirección del viento, pero proporcional a su velocidad; y dependiente, además, de la forma y rugosidad de la superficie. En caso de una superficie lisa, su efecto es pequeño; en caso de una superficie quebrada, grande. Su influencia disminuye con la altura. Sólo afecta, pues, a las capas atmosféricas cercanas al suelo.

Designando con v la velocidad del viento, y con k la "constante del rozamiento", dependiente de la forma y rugosidad de la superficie, la fuerza de rozamiento R , a iniciativa de Guildberg y Mohn, del año 1876, puede expresarse por la fórmula:

$$R = -k \cdot v.$$

Teniendo en cuenta también la fuerza de rozamiento, para que pueda soplar un viento estacionario es condición que la fuerza de derrame, la fuerza de Coriolis y la fuerza de rozamiento se equilibren.

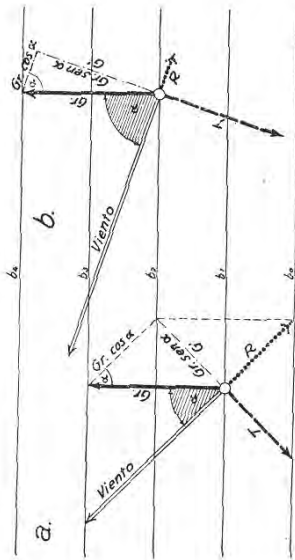


Fig. 227. — Influencia del rozamiento en la dirección y fuerza del viento: a , en la superficie de la Tierra; b , en la altura.

Esa condición está representada en la figura 227: a , para una capa aérea cercana al suelo, y b , para una capa elevada. En aquella, el rozamiento es grande; en ésta, relativamente pequeño. En los dos casos, la fuerza de derrame, expresada por el gradiente Gr , es perpendicular a las isobaras; la fuerza de rozamiento R contraria a la dirección del viento, y la fuerza de Coriolis T , como siempre, perpendicular a esta dirección. Combinando las fuerzas Gr y R se obtiene la fuerza G' , que tiene que ser equilibrada por la influencia del giro de la Tierra, antes de que el viento pueda soplar en forma estacionaria.

Como se deduce de esa figura, el ángulo de desvío del viento, α , es pequeño cerca del suelo, pero grande en la altura, debido a la disminución del rozamiento. Donde el efecto del rozamiento no se siente más, el ángulo de desvío es de 90° ; el viento sopla paralelamente a las isobaras. La altura en que se cumple esta condición se encuentra, por lo general, a 500 m, y en casos excepcionales, a varios kilómetros de altura. Éste es el caso cuando la convexión es intensa, ya que las masas aéreas ascendidas elevan el efecto de rozamiento.

Supuesto isobaras rectas, o sólo poco encurvadas, de manera que se pueda prescindir de la influencia de la fuerza centrífuga, la condición de equilibrio antes mencionada puede ser escrita, para una "masa unidad", en la forma:

$$\begin{aligned} T &= 2\omega \cdot \sin \varphi \cdot v = G \cdot \sin \alpha \\ -R &= k \cdot v = G \cdot \cos \alpha \end{aligned}$$

Dividiendo estas dos ecuaciones se obtiene:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{2\omega \cdot \sin \varphi}{k}$$

ecuación que expresa que el ángulo de desvío del viento depende de la latitud y de la "constante de rozamiento", pero es independiente de la velocidad.

El ángulo de desvío puede ser deducido de la Carta del Tiempo, comparando la dirección del viento con la dirección de las isobaras. Esta circunstancia permite determinar la constante del rozamiento k , por medio de la sencilla fórmula:

$$k = \frac{2\omega \cdot \sin \varphi}{\operatorname{tg} \alpha}$$

Así han procedido, en su tiempo, Guildberg y Mohn, obteniendo para

$$\begin{aligned} k &= 0,00012 \text{ sec}^{-1} \text{ en terreno quebrado} \\ &= 0,00002 \text{ sec}^{-1} \text{ sobre mar agitado.} \end{aligned}$$

Estudios posteriores, sin embargo, han demostrado que estos valores son demasiado pequeños. En terrenos quebrados suelen observarse valores tres veces mayores. Se confirma de este modo la deducción de Sandström, en 1910, de que la fuerza de rozamiento no actúa exactamente en la dirección opuesta al viento, sino que forma un ángulo con la misma, en nuestro hemisferio hacia el lado izquierdo, cuyo valor crece con la altura. Investigaciones recientes han evidenciado el carácter excepcionalmente complicado de este problema, circunstancia que nos aconseja conformarnos, para los fines de este texto, con la "aproximación a la verdad".

expresada por Guldberg y Mohr, de que el rozamiento actúa en la dirección opuesta al viento.

Disponiendo de un "valor medio" para k —como tal elegimos la semisuma de los valores antes indicados, o sea, 0.000 073—, el ángulo de desvío, en su dependencia de la latitud, puede ser expresado por la sencilla fórmula:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{2 \cdot 0.000\,073}{0.000\,073} \cdot \sin \varphi = 2 \sin \varphi,$$

obteniendo para:

$\varphi =$	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
$\alpha =$	0°	19°	31°	45°	52°	57°	60°	62°	63°	63°

En particular:

para el centro de la Argentina $\varphi = -31^{\circ}25'$ $\alpha = 46^{\circ}2$
 " la región del Río de la Plata $= -34.35$ " $= 48^{\circ}6$.

La influencia del rozamiento en la dirección y velocidad del viento está claramente representada en la figura 227. Supuestas "iguales" las fuerzas de derrame, resulta que cuanto menor es el rozamiento, mayor es el ángulo de desvío y mayor la fuerza motriz G' que modula la velocidad del viento. Cuando el rozamiento se reduce a "cero", el viento sopla paralelamente a las isobaras, o sea perpendicularmente a la dirección de la fuerza de derrame, con una velocidad en concordancia con la magnitud de ésta.

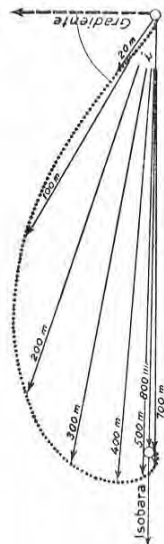


FIG. 228. — Aumento de la velocidad y del desvío del viento en la altura. Espiral de Ekman.

Si la dirección y velocidad que el viento adquiere en las distintas alturas se representa por medio de flechas que arrancan en un mismo lugar, el lugar geométrico de sus puntas está situado sobre una "doble espiral logarítmica", llamada también *espiral de Ekman*, en honor del físico sueco que fué el primero en dilucidar este fenómeno (fig. 228).

Sobre el incremento de la velocidad del viento en función de la altura, en la Europa central, ilustra la siguiente tabla:

Altura	= 0.05	0.25	0.50	1	2	16	32	128	258	500 m
Velocidad	= 1.30	2.01	2.44	2.84	3.33	4.69	5.40	7.02	8.26	9.25 m/sec

214. Origen de la energía de los vientos. — Para que una masa aérea pueda ponerse en movimiento y vencer la resistencia que ofrece el rozamiento y su fluir desordenado, turbulento, se necesita "fuerza". Esta fuerza proviene de la "energía potencial" que las masas aéreas tienen, debido a su ubicación circunstancial en el espacio.

Si una masa aérea fría, pesada, cae de lo alto —y es el caso cuando el aire en contacto con la tierra fué calentado excesivamente, de manera que su densidad es inferior a la del aire encimado—, o cuando una masa fría y pesada se derrama por la superficie de la Tierra, elevando el aire caliente y liviano que encuentra en su camino —de manera que la altura de su centro de gravedad con respecto al suelo disminuye—, una parte de su energía potencial se transforma en energía cinética. Ésta es la fuerza que mueve a las masas aéreas y produce los vientos. La intensidad de éstos depende de la violencia del nuevo acomodo. Si el suministro de energía —consistente en la diferencia entre la energía liberada y la necesaria para desalojar y elevar a la masa aérea liviana afectada— es grande, el viento es fuerte, y, por lo contrario, si es pequeña, su fuerza es débil.

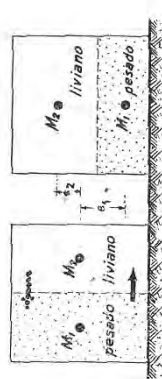


FIG. 229. — Derrame del aire frío, pesado, por la superficie de la Tierra. Fuente principal de energía para el viento.

Para evaluar sencillamente la energía que puede ser liberada, supongamos primero que las dos masas aéreas se encuentran ubicadas una al lado de la otra, en un gran recipiente, y separadas por medio de un tabique. Y supongamos también que, a pesar de las diferencias de densidades, la altura de sus centros de gravedad sea la misma (fig. 229). Quitando el tabique, como sabemos ya, la masa de mayor densidad, M_1 , se derrama por el fondo del recipiente, elevando la masa M_2 , de menor densidad.

La energía liberada al derramarse la masa M_1 es capaz de realizar un trabajo, E_1 . Éste, a su vez, es igual a "fuerza $\times$ espacio", o sea $F \cdot s_1$; siendo la fuerza el "peso" de la masa aérea, o sea "volumen $\times$ peso específico", $V \cdot s_1$, y el espacio la "magnitud de la caída", e_1 . Por esta razón,

$$E_1 = V \cdot s_1 \cdot e_1.$$

La energía, idéntica al trabajo que es necesario realizar para elevar la masa aérea M_2 , análogamente es igual a:

$$E_2 = V \cdot s_2 \cdot e_2.$$

La "diferencia" entre estas dos cantidades es la *energía disponible* para realizar el nuevo acomodo y vencer la resistencia que se opone al mismo. Esta diferencia es, sin tener en cuenta la modificación de los volúmenes que ocurre durante el proceso,

$$E_1 - E_2 = V \{s_1 e_1 - s_2 e_2\}$$

o, en forma abreviada, supuesto $e_1 = e_2 = e$:

$$\Delta E = V \cdot \Delta s \cdot e$$

Considerando que la diferencia de pesos específicos fácilmente puede llegar a 0.1 kg/m^3 , y los desplazamientos verticales de los centros de gravedad a un kilómetro, la energía disponible para el mismo acomodo de las masas, supuesto el volumen de éstas de 1 km^3 , es:

$$\Delta E = 10^9 \text{ m}^3 \cdot 0.1 \text{ kg m}^{-3} \cdot 10^3 \text{ m} = 10^{11} \text{ kg m}.$$

Esta es la "fuente de energía" de que se nutre el viento *Pampero* cuando barre las llanuras argentinas, en un frente de un millar de kilómetros, produciendo verdaderos cambios de tiempo en todo su trayecto.

Grande es también la energía liberada durante la caída de una masa aérea fría, pesada, de lo alto, desalojando el aire caliente, liviano, que cubre el suelo (fig. 230). Considerando que las masas que participan en tales vuelcos suelen tener muchos kilómetros cúbicos, y que el movimiento puede afectar el espacio hasta el límite de la troposfera, se deduce que las energías libertadas pueden ser considerables. De ellas se nutren las *tormentas de calor*.

El primero que analizó estos problemas, aquí solamente esbozados, fué el físico austriaco M. Margules. Sus estudios son modelos de corrección científica.

Como tercera fuente de energía para los vientos debe considerarse la energía térmica, libertad durante el proceso de condensación que suele acompañar los movimientos verticales de las masas aéreas. En esta fuente se apoya la teoría de la formación de los ciclones, establecida por Ferrel. Un análisis propio demuestra, sin embargo, que esta energía es relativamente pequeña y sólo desempeña un papel de importancia en la formación de los *ciclones tropicales*.

En la naturaleza, casos tan simples como los supuestos en las figuras 229 y 230 no se verifican. La realidad suele ser más compleja. Por esta razón es conveniente representar el estado atmosférico por medio de líneas de igual presión y densidad, llamadas "isobaras" e "isopícnicas". Las líneas isobáricas son prácticamente rectas horizontales. Cuando también las líneas isopícnicas son rectas horizontales, el caso se llama *barotrópico*; en caso contrario, o sea cuando son inclinadas, *baroclínicas*. Solamente en este último caso puede ha-

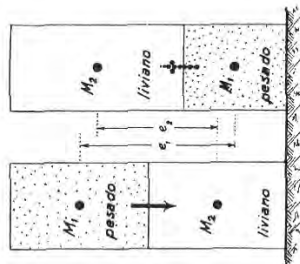


FIG. 230. — Caída del aire frío, pesado, sobre la superficie. Otra fuente de energía para el viento.

ber movimientos tendientes a establecer una "CIRCULACIÓN" (fig. 231).

Estos movimientos son originados por la fuerza de gravedad, que tiene tendencia a nivelar las líneas de igual densidad. Debido a su intervención se producen corrientes descendentes (1) a la izquierda, y corrientes ascendentes (2) a la derecha. Para igualar la distribución de la masa, estas corrientes verticales se completan con corrientes horizontales compensadoras, una cerca de la superficie, dirigida de izquierda a derecha (3), y otra en la altura, dirigida de derecha a izquierda (4). Estas cuatro corrientes forman los cuatro eslabones de toda circulación.

En la mayoría de los casos, las isopícnicas cortan las isobaras, formando así una red. A cada malla de esta red corresponde, en el espacio, algo así como un tubo cuadrangular, denominado, por iniciativa de V. Bjerknes, *solenoides*¹.

En la práctica, en lugar de emplear líneas de igual densidad, más bien conviene trabajar con líneas de igual volumen específico, llamadas "isostéricas". Si las isobaras trazadas se diferencian sólo 0.001 milibares, igual a una unidad de presión expresada en el sistema absoluto, o sea en dinas/cm², y las isostéricas una unidad de volumen específico, expresado en cm³/g, se tiene la ventaja de que el número de los solenoides que encierra una determinada formación es una medida de la energía disponible para la circulación.

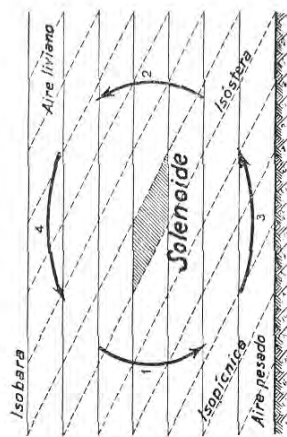


FIG. 231. — Formación de un "anillo de circulación", debido a la inclinación de las líneas isopícnicas e isostéricas respecto a las isobaras.

C) CINEMÁTICA DEL VIENTO

215. El "fluir del aire". — El aire se encuentra raras veces en calma; generalmente fluye de un lugar a otro, con mayor o menor rapidez. Este movimiento se representa por medio de líneas, llamadas "líneas de corrientes", o más acertadamente, *líneas de flujo*.

Al construir estas líneas debe cuidarse que la tangente, en cualquier punto de ellas, represente la dirección del movimiento. Si, además, se confeccionan en distancias tales que de entre ellas fluya una masa constante de aire, se tiene también un índice de velocidad

¹ Del latín *solen* = canal, y del griego *eidos* = forma; y en conjunto, forma de canal.

del movimiento. Una aproximación de las líneas indica un aumento de velocidad; el alejamiento, una disminución de la misma.

Las "líneas de flujo" del aire no deben confundirse con las trayectorias de las masas aéreas. La trayectoria es una línea que une los distintos lugares que ocupó "una misma masa aérea" durante su movimiento; mientras que la línea de flujo indica la dirección de la corriente aérea en distintos lugares "en un mismo momento". Las líneas de flujo y las trayectorias se identifican sólo en los llamados "movimientos estacionarios", en que tanto la dirección como la velocidad del viento son invariables en cada uno de los puntos del espacio.

De interés particular es el conocimiento del curso de las líneas de flujo al iniciarse el movimiento, el llamado *viento gravitacional*; luego, al haberse estabilizado, el llamado *viento de superficie*; y por fin, el fluir del aire en las capas atmosféricas elevadas, exentas ya de la influencia del rozamiento, el *viento de altura*.

Estos sistemas de líneas pueden ser contruidos si se dispone de observaciones de la dirección del viento, o de la distribución de la presión atmosférica. El primer procedimiento exige muchas observaciones, pero tiene la ventaja de que permite el trazado de las líneas de flujo en concordancia con la topografía del terreno. El segundo exige pocas observaciones barométricas, pero permite la deducción de las líneas de flujo características para el estado del tiempo. Conviene dar preferencia a este último procedimiento, y recurrir a aquél sólo cuando se trata de representaciones locales, poco extensas, pero precisas y detalladas.

Como sabemos, el viento gravitacional es perpendicular a las isobaras. Dibujando, pues, líneas perpendiculares a éstas, se obtienen las líneas de flujo del aire al iniciarse el movimiento, llamadas *líneas de derrame* del aire. El viento de superficie forma en nuestro medio geográfico un ángulo de 45° con las isobaras. Trazando, pues, líneas inclinadas de 45° respecto a las isobaras hacia la derecha, se obtienen las líneas de flujo en las bajas capas atmosféricas. Este mismo resultado se obtiene también si se trazan líneas inclinadas 45° respecto a las "líneas de derrame", pero hacia la izquierda, como lo exige la influencia del giro de la Tierra. Por último, el viento de altura concuerda con la dirección del giro de las isobaras, rondando las regiones de alta presión, siempre supuesto el hemisferio sur, de derecha a izquierda; y las regiones de baja presión, de izquierda a derecha. Su reinado se extiende desde los 500 m hasta el límite de la atmósfera.

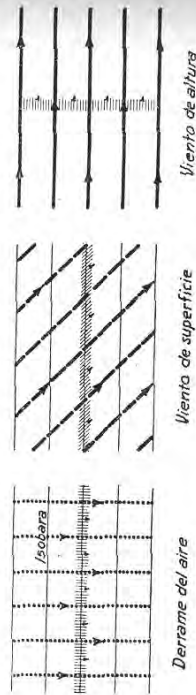


Fig. 232. — Líneas de flujo del aire en un campo de isobaras rectas paralelas.

Como primer ejemplo presentamos una distribución de la presión atmosférica, caracterizada, por medio de líneas isobáricas rectas, paralelas (fig. 232). Las líneas de flujo correspondientes a los tres vientos son rectas paralelas; el movimiento es de simple *traslación*.

El segundo ejemplo representa una "alta atmosférica", caracterizada por isobaras circulares (fig. 233). Las líneas de flujo correspondientes al viento gravitacional son rectas que emanan del centro de alta presión; las del viento de superficie, espirales logarítmicas encorvadas a la izquierda, que parten del mismo centro; y las del viento de altura, circunferencias que rodean al núcleo de presión,

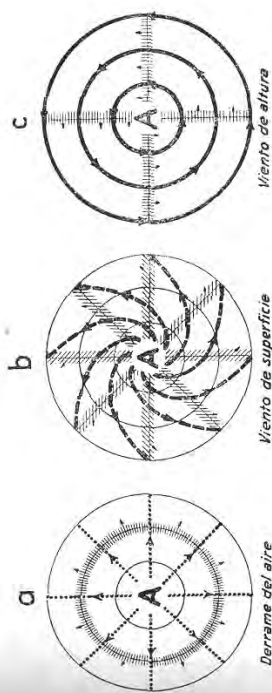


Fig. 233. — Líneas de flujo del aire en un campo de isobaras circulares que encierran una alta.

en un *movimiento anticiclónico*, contrario en nuestro hemisferio al movimiento de las agujas del reloj.

El tercer ejemplo representa una "baja atmosférica", igualmente representada por isobaras circulares (fig. 234). Las líneas de flujo del viento gravitacional son rectas que convergen hacia el centro de la formación; las del viento de superficie, espirales logarítmicas encorvadas a la derecha, dirigidas al mismo centro; y las del viento de altura, circunferencias que rodean al centro, en un *movimiento ciclónico*, concordante en nuestro hemisferio con el movimiento de las agujas del reloj.

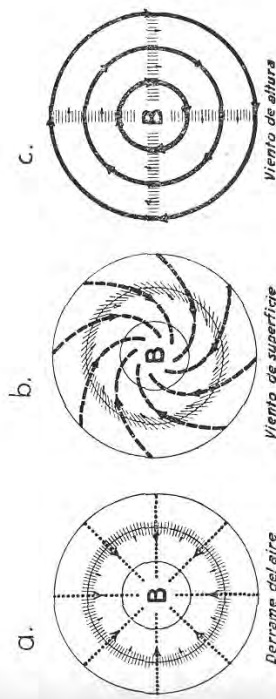


Fig. 234. — Líneas de flujo del aire en un campo de isobaras que encierran una baja.

El último ejemplo representa un caso general, una distribución cualquiera de la presión (fig. 234). En unos lugares, las líneas de flujo se aproximan, convergen; en otros se alejan, divergen. Las variedades que se presentan en la práctica son numerosísimas.

216. Particularidades de las líneas de flujo. — Construyendo las líneas de flujo correspondientes a todas las formaciones báricas, presentadas en las figuras 185 y 186, saltan a la vista ciertas particularidades de ellas, llamadas *singularidades*.

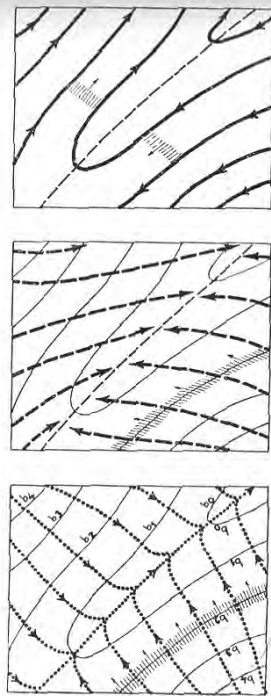


FIG. 235. — Líneas de flujo del aire en un campo de isobaras cualesquiera.

Las principales singularidades son:

a) Punto de divergencia, del cual parecen emanar las líneas de flujo (figs. 233 a y b).

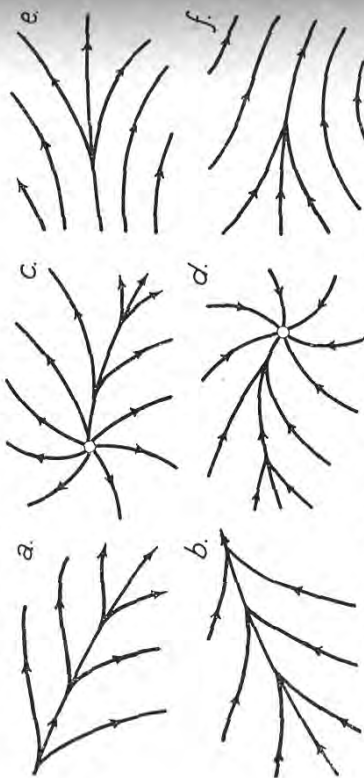


FIG. 236. — Singularidades de las líneas de flujo: a, línea de convergencia; b, línea de divergencia; c, nacimiento de una línea de divergencia en un punto de divergencia; d, terminación de una línea de convergencia en un punto de convergencia; e, línea ramificada; f, línea unificada.

b) Punto de convergencia, hacia el cual se dirigen las mismas (figs. 234 a y b).

c) Línea de divergencia, a partir de la cual se alejan las líneas de flujo; semeja a la "línea divisoria" de las aguas (fig. 236 a).

d) Línea de convergencia, hacia la cual se dirigen las mismas desde ambos costados (fig. 236 b).

En general, las "líneas de divergencia" emanan de un "punto de divergencia", y las "líneas de convergencia" finalizan en un "punto de convergencia" (figs. 236 c y d).

e) Líneas ramificadas, formadas por la división de una línea de flujo (fig. 236 e).

f) Líneas unificadas, formadas por la reunión de varias de ellas (fig. 236 f).

g) Punto de inflexión, donde cambia el sentido de la curvatura de una línea de flujo.

h) Punto neutro o hiperbólico, hacia el cual fluyen las corrientes aéreas desde dos direcciones opuestas, y del cual emanan, a la vez, en dos direcciones distintas. Son las corrientes correspondientes a la formación bárica llamada collado (figs. 184 y 239 f).

Estas particularidades permiten señalar las condiciones que deben tenerse en cuenta al confeccionar el cuadro de las corrientes aéreas:

1) Las líneas de flujo no deben cortarse.

2) Tampoco pueden arrancar o finalizar en un lugar cualquiera, sino sólo en el "punto singular" correspondiente.

3) Pueden emanar de una línea, o converger hacia una línea, pero nunca deben perder la continuidad.

217. Importancia de las líneas de flujo. — Las "líneas de flujo" del aire pueden ser paralelas, convergentes o divergentes.

Si son paralelas, la masa aérea que fluye entre dos líneas es constante, y constante también la densidad del aire por toda la extensión del campo de corrientes.

Si son convergentes, para que pueda pasar entre dos líneas la misma masa aérea, como lo exige la *Ley de Continuidad* debe aumentar la velocidad del flujo, y si son divergentes, disminuir. Pero la inercia, que caracteriza a todo movimiento, se opone a este cambio, de manera que la velocidad del viento no cambia mayormente. La *Ley de Continuidad* es satisfecha de otra manera: en caso de convergencia, una parte de la masa aérea se eleva, y en caso de divergencia, desciende (fig. 237).

Mas los movimientos verticales del aire están íntimamente vinculados a su

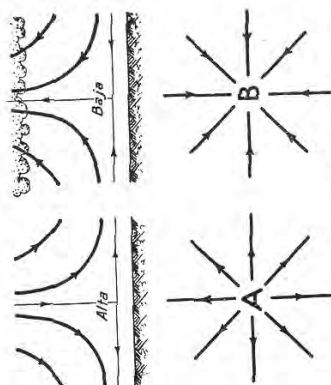


FIG. 237. — Relación entre la convergencia y divergencia de las líneas de flujo y las corrientes verticales.

estado térmico: aire que se eleva, se enfría; aire que desciende, se calienta. Las regiones de vientos convergentes resultan así regiones de enfriamiento del aire, las de vientos divergentes, regiones de calentamiento.

Sabemos, por otra parte, que el aire siempre contiene humedad. Cuando el enfriamiento llega al "punto de rocío" principia la condensación, y con ello la formación de nubes. Por esta razón, regiones de corrientes aéreas convergentes son regiones de *mal tiempo*. Lo contrario ocurre en las regiones de corrientes divergentes. En ellas, debido al calentamiento, la capacidad del aire para sostener vapor de agua aumenta; las nubes se disuelven, y llega la temperatura al "punto de rocío", el cielo queda despejado. Por eso las regiones de corrientes aéreas divergentes son regiones de *buen tiempo*.

Las corrientes aéreas, o sea las líneas de flujo del aire, pueden ser deducidas, como hemos visto, de la distribución de la presión atmosférica, por cuya causa existe también una íntima conexión entre la

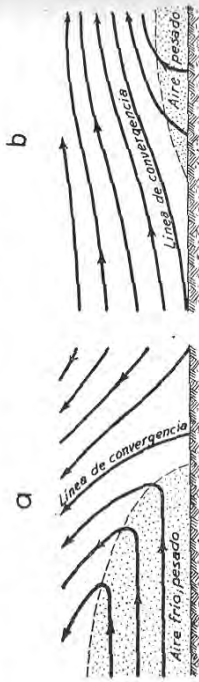


FIG. 238. — Líneas de flujo producidas: a, por diferencia de densidades; b, por diferencia de velocidades. (Ola de frío y ola de calor, de W. Sandström).

distribución de la presión atmosférica y el tiempo. Regiones de alta presión son regiones de buen tiempo; regiones de baja presión, de mal tiempo.

Esta relación entre la distribución de la presión atmosférica, las corrientes aéreas y el tiempo reinante es de mucha importancia. Si a su conocimiento se agrega todavía el de la dirección y velocidad de traslado de las formaciones bariás, se poseen los elementos fundamentales para la predicción del tiempo.

Corrientes ascendentes, y por consiguiente "mal tiempo", se producen también cuando se enfrentan dos masas aéreas de diferentes densidades. Las corrientes de aire frío, pesado, siguen fluyendo por la superficie, mientras que las corrientes livianas son elevadas y enfriadas, con todas las consecuencias higrificas (fig. 238 a). Análogos fenómenos se producen cuando corrientes aéreas livianas llegan frente a una masa aérea fría. Debido a su poco peso escalonan la masa pesada, arrastrando a parte de ella (fig. 238 b). Estas dos clases de movimientos son importantes para la formación de los distintos sistemas de nubes. (Véanse figs. 128, 129 y 130)

218. Movimientos simples. — Para facilitar el análisis matemático de las corrientes aéreas, conviene idealizar y sistematizar los cuadros de las líneas de flujo. Procediendo de esta manera se llegan a distinguir los siguientes *movimientos simples*:

a) **Movimiento de traslación**, compuesto por líneas de flujo rectas, paralelas (fig. 232 y 239 a). En el mismo, las líneas de flujo se identifican con las "trayectorias" de las masas aéreas.

b) **Movimiento divergente**, en que las líneas de flujo son rectas que emanan de un punto llamado "fuente" y se identifican con las trayectorias. La velocidad del flujo decrece con el alejamiento del centro. Esas corrientes se producen cuando se dilata una masa aérea, como consecuencia de su calentamiento (fig. 233 a y 239 b).

c) **Movimiento convergente**, en que las líneas de flujo son rectas convergentes que van hacia un punto denominado "sumidero" y se confunden con las trayectorias. La velocidad del flujo *crece* con el acercamiento al centro.

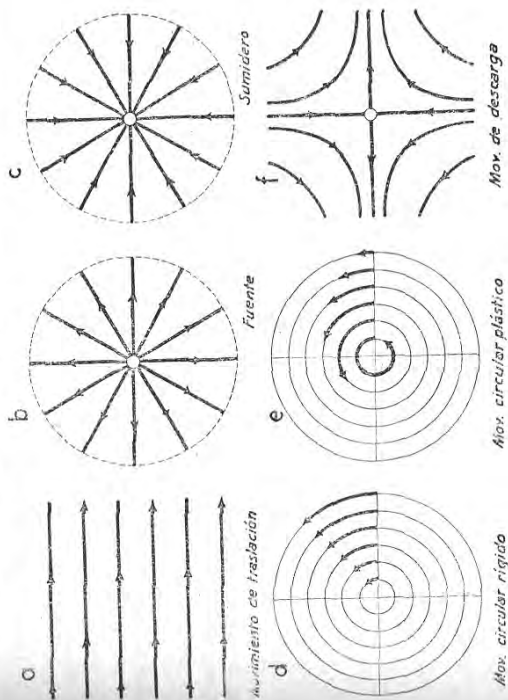


FIG. 239. — Movimientos aéreos simples: a, de traslación; b, de divergencia; c, de convergencia; d, de rotación rígida; e, de rotación plástica; f, de descarga.

Esas corrientes se originan cuando se contrae una masa aérea, como consecuencia de su enfriamiento (fig. 234 a y 239 c).

d) **Movimiento circular rígido**, en que la "velocidad angular" es igual para todos los puntos de la formación, y la "velocidad tangencial", proporcional a su distancia del centro. Las líneas de flujo representan a la vez las trayectorias. En esta forma gira el interior de perturbaciones atmosféricas tales como: remolinos, trombas, tornados y ciclones tropicales (fig. 239 d).

e) **Movimiento circular plástico**, llamado también "irrotacional", en el que tanto la velocidad angular como la tangencial disminuyen con el alejamiento del centro. Las líneas de flujo se identifican con las trayectorias. Este movimiento se encuentra en la parte exterior de las perturbaciones atmosféricas arriba mencionadas (fig. 239 e).

f) **Movimiento de descarga**, denominado también "campo de deformación", sostenido por dos sistemas de corrientes que se enfrentan y buscan una descarga hacia los dos costados. Las líneas de flujo coinciden con las trayectorias,

y son hipérbolas equiláteras. El cruce de los ejes de los dos sistemas de corrientes se llama "punto neutro" o "punto hiperbólico". La velocidad del flujo crece con el alejamiento de este punto (fig. 239 f).

219. Movimientos combinados. — Los movimientos aéreos simples son relativamente raros en la naturaleza. Más frecuentes son los *movimientos combinados*, es decir, la reunión de dos o tres movimientos simples. Los principales son:

1 = a + a: Combinación de dos traslaciones (fig. 240). Las nuevas líneas de flujo, idénticas a las nuevas trayectorias, pasan por los puntos de intersección de los dos sistemas, y también son rectas, paralelas.

2 = a + b: Combinación de una traslación con una fuente (fig. 241 a). También en este caso, como en los siguientes, las nuevas líneas de flujo pasan por los puntos de intersección de los dos sistemas. Solidificando el eje horizontal del sistema y la línea de flujo que pasa a través del punto neutro N, se obtiene la semejanza con una "costa escarpada". Las líneas de flujo representan las corrientes aéreas que origina.

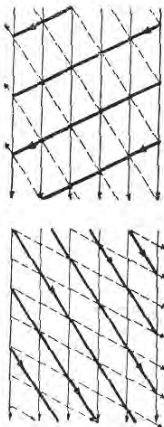


Fig. 240. — Combinación de dos traslaciones.

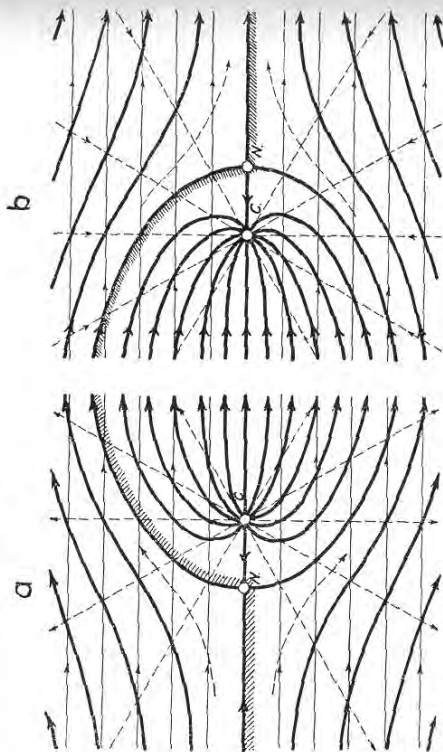


Fig. 241. — Combinación de una traslación con una fuente (a la izquierda) y con un sumidero (a la derecha).

3 = a + c: Combinación de una traslación con un sumidero, caso simétrico al anterior (fig. 241 b). Solidificando, también aquí, el eje horizontal y la línea de flujo que pasa por el punto neutro N, se obtiene el cuadro de las corrientes aéreas descendentes, que se producen detrás de una "costa escarpada".

4 = b + c: Combinación de una fuente con un sumidero (fig. 242). Las nuevas líneas de flujo son circunferencias que nacen en la fuente y mueren en el sumidero, atravesando los puntos de intersección de los sistemas de rectas, representantes de las primitivas líneas de flujo.

5 = a + b + c: Combinación de una traslación con una fuente y un sumidero (fig. 243). Las nuevas líneas de flujo pasan por los puntos de intersección de las rectas paralelas con los arcos de círculo antes mencionados. Solidificando la línea de flujo rayada en la figura, se obtiene el cuadro de las corrientes aéreas por encima de una elevación de terreno. La aproximación de las líneas de flujo sobre el obstáculo indica un aumento de la velocidad del flujo.

6 = a + d: Combinación de una traslación con un movimiento circular rígido (fig. 244). Las líneas obtenidas no representan más las líneas de flujo, sino las "trayectorias" de pequeñas masas aéreas, ya que el movimiento no es estacionario, sino que cambia de aspecto a cada mo-

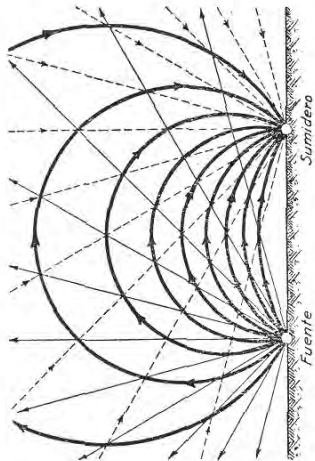


Fig. 242. — Combinación de una fuente con un sumidero.

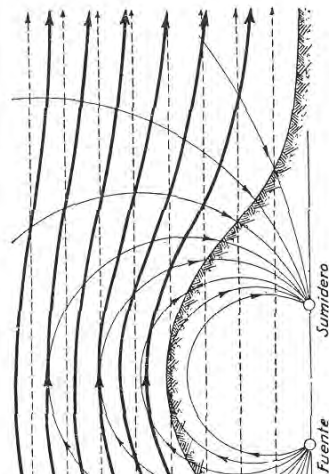


Fig. 243. — Combinación de una traslación con una fuente y un sumidero. Líneas de flujo sobre una loma.

mento. Estas líneas son "cicloides", las que, como se sabe, se obtienen haciendo rodar una circunferencia sobre un plano horizontal. La gráfica representa el movimiento de cuatro elementos de turbulencia. El 1º, cerca de la superficie de la tierra; el 2º, más alejado; el 3º, un tanto elevado —su trayectoria es ya un trocoides—, y el 4º, en la altura, donde no existe más turbulencia; su trayectoria, identificada con la línea de flujo, es una recta.

7 = b + d: Combinación de una fuente con un movimiento

to circular rígido (fig. 245 A). Las nuevas líneas de flujo son espirales logarítmicas. El caso representa un "movimiento anticiclónico" en nuestro hemisferio.

8 = c + d: Combinación de un sumidero con un movimiento

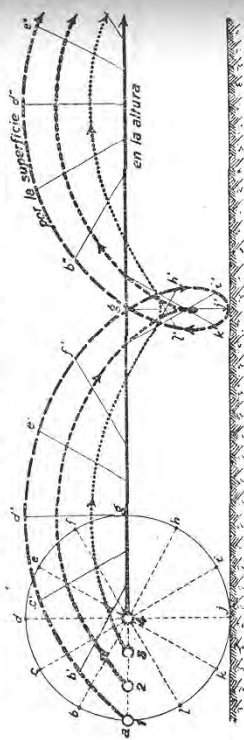


Fig. 244. — Combinación de una traslación con un movimiento circular rígido. Trayectorias de "elementos de turbulencia": 1, cerca de la superficie; 2, más elevado; 3, elevado; 4, en la altura.

to circular rígido (fig. 245 B). Igualmente aquí, las nuevas líneas de flujo son espirales logarítmicas. Este caso representa el "movimiento ciclónico" en nuestro hemisferio.

9 = a + c + e: Combinación de una traslación con un su-

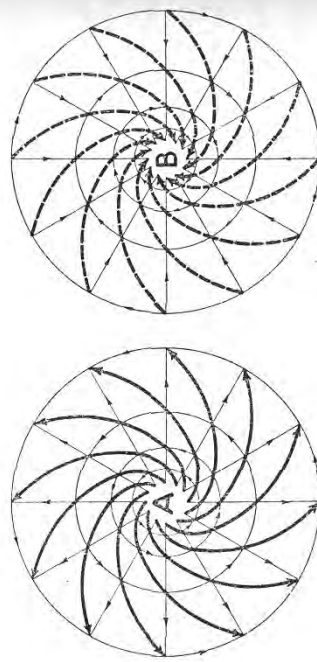


Fig. 245. — A, combinación de un movimiento circular rígido con una fuente; movimiento anticiclónico. B, combinación de un movimiento circular rígido con un sumidero; movimiento ciclónico.

midero y un movimiento circular plástico (fig. 246). Las líneas a trazos representan las líneas de flujo correspondientes al movimiento ciclónico; las líneas gruesas, las "trayectorias" recorridas por las pequeñas masas aéreas A, B, C y D, mientras que el centro de la formación se ha desplazado la distancia OD.

220. Movimiento ondulatorio. — El flujo ordenado del aire sobre la superficie de la tierra es perturbado por todo obstáculo que encuentre en su camino, originando en él un movimiento vertical

rímico, que se calma sólo con lentitud. Este movimiento tiene mucha semejanza con un *movimiento ondulatorio amortiguado*. Cuando el estado de equilibrio de la atmósfera es "estable", o sea cuando el gradiente térmico es inferior a

$-1^{\circ}/100$ m, debido a la poca densidad del aire, estas perturbaciones pueden llegar a mucha altura y facilitar la formación de nubes en bandas paralelas. Las corrientes verticales ascendientes que las acompañan revisten interés para el vuelo con planeadores.

El fenómeno puede compararse con el flujo del agua por un cauce escabroso. Si por ejemplo (fig. 247 a) en el lecho de un río de profundidad p se erige un obstáculo, el agua se embalsa detrás del mismo, aumentando su altura la cantidad Δp_1 .

Debido al correspondiente incremento de su energía potencial, el flujo del agua resulta acelerado, y su altura rebajada progresivamente, hasta que se produce el choque con la masa que le precede en el camino. Vuelve a embalsarse el agua, si bien algo menos que la primera vez, y vuelve a intensificarse su flujo y a bajar su grosor, hasta que es alcanzada otra vez la masa primitiva. El fenómeno suele repetirse varias veces, cada vez con menor intensidad, hasta que la influencia del rozamiento consigue normalizar el flujo.

Estos embalses y descargas sucesivos, cada vez más débiles, de las corrientes, producidas por la transformación de una parte de la energía cinética del caudal en energía potencial, en concordancia con la Ley de Bernoulli, tienen el aspecto de un *movimiento ondulatorio amortiguado*, y pueden ser representados por una línea sinusoidal de amplitudes decrecientes (fig. 247 b).



Fig. 247. — Perturbación del flujo del agua causada por un obstáculo, y su representación como un movimiento ondulatorio amortiguado.

mero, y ésta nuevamente en energía de movimiento, en concordancia con la Ley de Bernoulli, tienen el aspecto de un *movimiento ondulatorio amortiguado*, y pueden ser representados por una línea sinusoidal de amplitudes decrecientes (fig. 247 b).

El mérito de haber efectuado el análisis matemático de este proceso, teniendo en cuenta la masa aérea troposférica íntegra, corresponde a M. L. y. Los resul-

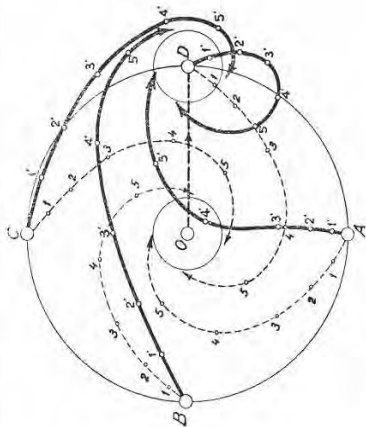


Fig. 246. — Combinación de un movimiento ciclónico con una traslación, en el hemisferio sur.

tados de su estudio, aparecidos en 1943, están representados en la figura 248. La parte izquierda muestra la influencia de una serranía en las líneas de flujo del aire; la derecha, el efecto de una altiplanicie extensa. Las elevaciones que estas líneas experimentan están señaladas con punteado. Estos son los lugares propicios para la

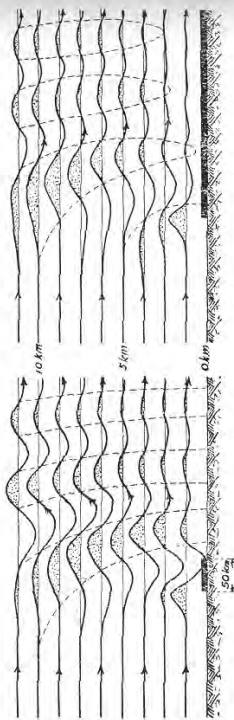


FIG. 248. — Movimiento ondulatorio amortiguado de la masa aérea troposférica, originada por una serranía y por una altiplanicie extensa, según M. Lyra.

formación de nubes. Observaciones efectuadas en los Alpes, y recientemente en las serranías de Córdoba y en la cordillera de los Andes, confirman las deducciones de este investigador.

D) TURBULENCIA DEL VIENTO

221. Generalidades. — La regularidad en el fluir del aire supuesta hasta este momento, sólo existe, con ciertas restricciones, en las altas capas atmosféricas, *nunca* en las capas cercanas al suelo. En éstas, tanto la dirección como la fuerza del viento experimentan fuertes oscilaciones alrededor de un valor medio. Quiere decir esto: el fluir del aire sobre la superficie de la Tierra no es ordenado, "laminar", sino más bien desordenado, *turbulento*. El viento suele ser "rachado". Las ráfagas, o sea los golpes de viento, alteran con períodos de relativa calma, durante los cuales el viento sopla con menos fuerza. Estas pulsaciones se repiten con cierta regularidad, dando la impresión de un fenómeno periódico.

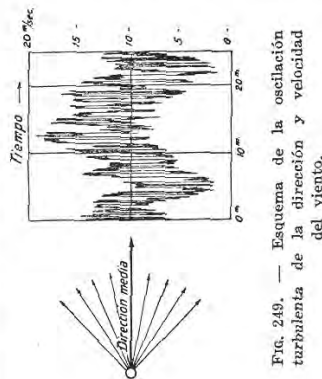


FIG. 249. — Esquema de la oscilación turbulenta de la dirección y velocidad del viento.

El movimiento turbulento del viento se ve claramente en la figura 249. La dirección suele oscilar, a veces, 45° alrededor de la dirección media, y la intensidad de las ráfagas llegar a ser el doble de la velocidad media, y durante los períodos de calma reducirse a la quinta parte de ella. Por estas razones, una indicación precisa de la dirección y velocidad del viento es difícil y algo ilusoria.

El fenómeno de turbulencia fué descubierto por Osborne Reynolds en 1883, al observar el fluir del agua a través de tubos de vidrio. Introduciendo pequeñas cantidades de colorantes en el agua, obtenía venas bien visibles, que se prolongaban por todo el tubo. Pero estas venas desaparecían, coloreándose en su lugar toda el agua, al pasar la velocidad del flujo un determinado límite, transformándose el fluir ordenado, laminar, en un fluir desordenado, turbulento. Parecía como que se hubiesen formado pequeños remolinos en el interior del agua, que producían la repartición uniforme del colorante.

La velocidad crítica v , suficiente para producir un fluir desordenado, turbulento, dentro de un medio de densidad δ , puede ser expresada por la fórmula

$$v = \frac{R \cdot \mu}{\delta \cdot d} \approx \frac{2000 \cdot \mu}{\delta \cdot d} = \frac{C}{d},$$

donde d significa el diámetro del tubo, y μ el coeficiente del rozamiento interior del líquido, llamado también "coeficiente de viscosidad"; R es una constante cuyo valor aproximado es 2000. Esta fórmula dice que para un mismo fluido, la velocidad crítica es inversamente proporcional al diámetro del tubo. Si el diámetro del tubo es de 1 cm, la velocidad crítica para el agua, considerando que $\mu = 0,0105$ gr/cm.sec, es igual a 21 cm/sec, y para el aire, 27,8 cm/sec, teniendo en cuenta que $\mu = 0,000180$ gr/cm.sec y $\delta = 0,001293$ gr/cm³.

El fluir del aire se realiza, por supuesto, a través de tubos imaginarios de gran sección, por lo cual la velocidad crítica resulta sumamente pequeña. La más leve brisa supera ya este valor. Es por esta razón que todo movimiento atmosférico es desordenado, turbulento. Por intermedio del mismo, pequeñas masas aéreas, llamadas "elementos de turbulencia", intercambian continuamente su lugar, produciendo una mezcla perfecta, en que la distribución del calor, del grado de humedad y del contenido en impurezas tiende a ser uniforme.

222. Elementos de turbulencia. — El movimiento turbulento del aire da la impresión de que sobre la superficie de la Tierra estuviesen rodando bolas de aire, especie de "remolinos", llamados *elementos de turbulencia*.

Parecería que para mover la pesada atmósfera, la naturaleza usara los mismos medios que los egipcios para transportar los grandes bloques de piedra empleados en la construcción de las pirámides, y el hombre moderno para trasladar o mover su pesada maquinaria: los "rodillos" y los "cojinetes de bolas". En efecto, la atmósfera se mueve por encima de una capa de aire de unos 500 m de espesor, bien revuelta, formada por torbellinos de diversos tamaños que, cual bolas de aire, ruedan sobre la superficie de la Tierra, facilitando el fluir del mismo (fig. 250).

El tamaño de estos elementos de turbulencia es muy variado. Los hay pequeños, que pasan en pocos segundos por un lugar, y tam-

bién grandes, que necesitan minutos y horas; y por último, elementos extraordinarios, que tardan días enteros en atravesar una región.

Conociendo la velocidad media del viento se puede determinar el diámetro de un elemento de turbulencia, midiendo el tiempo que transcurre entre dos ráfagas sucesivas. Así, por ejemplo, si $v = 10 \text{ m/sec} = 36 \text{ km/hora}$, se tiene, designando con t el intervalo de tiempo medido, y con D el diámetro del elemento de turbulencia.

$t = 1^s$	30^s	1^m	10^m	1^h	1^{da}
$D = 10 \text{ m}$	300 m	600 m	6 km	36 km	864 km

Como "elementos de turbulencia" pueden ser consideradas también las grandes formaciones atmosféricas, los "ciclones" y "anticiclones" que moviéndose en nuestro tiempo, que se mueven de oeste a este, en sucesión ordenada, con una velocidad de 12^o de longitud por día.

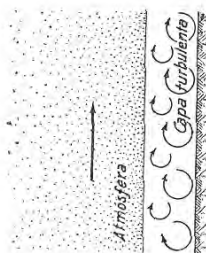


Fig. 250. — Movimiento de la atmósfera pesada sobre una capa de "bolas de aire".

En efecto, cambiando el rozamiento, cambia la velocidad del viento; cambiando la velocidad se modifica la influencia del giro de la Tierra. La llamada "fuerza de Coriolis", cambiando en consecuencia la dirección del viento. Esta modificación origina nuevos trastornos, que siguen dificultando la conservación de la dirección y velocidad del viento. El resultado es una continua variación de estas características.

a) La causa principal de los cambios que se producen en el rozamiento es la topografía del terreno, inclusive la naturaleza de la superficie de la Tierra. El rozamiento, y por consiguiente también la turbulencia originada, es muy distinto, según que el movimiento se efectúe por sobre terreno quebrado, ondulado o llano; por sobre bosques, montes, tierras cultivadas o extensos prados; por sobre poblados, villas, ciudades o zonas desérticas.

b) Naturalmente, también repercuten las condiciones geográficas de la región atravesada durante el movimiento. El rozamiento sobre el mar es menor que sobre el continente, y en regiones montañosas, mayor que en llanuras.

c) Es apreciable, asimismo, la influencia de la densidad del aire que se mueve. El rozamiento es tanto mayor cuanto más denso y pesado es el aire. Por esta razón, el rozamiento es distinto si es día o noche, verano o invierno; si el movimiento se efectúa por regiones altas o bajas, calientes o frías, húmedas o secas.

d) Es notable la influencia de la convección vertical en la intensidad de la turbulencia, ya que realiza un intercambio de aire entre distintos niveles, en que la energía cinética no es la misma. La intensidad de la convección vertical depende del grado de estabilidad de las capas atmosféricas. Un estado de equilibrio "indife-

rente" condicionado por la constancia de la "temperatura potencial" en los distintos niveles y caracterizado por el "gradiente térmico adiabático", es el más favorable. Días de intenso calentamiento del suelo son, a la vez, días de fuerte turbulencia.

224. Iniciación de la turbulencia. — Imaginemos que delante de un viento que corre ordenadamente se levantara de repente un obstáculo prismático, de sección rectangular (fig. 251). Al chocar contra este obstáculo, el aire se comprime. Al expandirse se produce un viento hacia atrás, que se enfrenta con el viento primitivo. La consecuencia es una segunda compresión del aire. La expansión de éste se efectúa hacia arriba, con cierta vehemencia. El aire escapado de este modo es arrastrado por las corrientes aéreas que pasan por encima del obstáculo.

Debido al sobre peso que la presencia de esta masa significa y a la disminución de la energía cinética del viento, existe una fuerte componente descendente en el movimiento. La masa aérea se comprime por

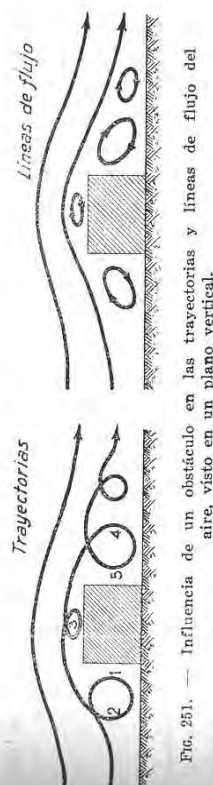


Fig. 251. — Influencia de un obstáculo en las trayectorias y líneas de flujo del aire, visto en un plano vertical.

tercera vez. La expansión que le sigue actúa como una fuerza elástica, que eleva la masa aérea y la incorpora de nuevo al seno de las corrientes aéreas.

Llegada ante el obstáculo, la masa aérea se hunde nuevamente, comprimiéndose a medida que se aproxima al suelo. Al expandirse, principalmente hacia el vacío dinámico formado delante del obstáculo, es elevada y arrastrada otra vez por las corrientes aéreas, proceso que puede repetirse, en casos propicios, una o varias veces.

Alejada la primera "bola de aire", principia la formación de la segunda. En esta forma, todo obstáculo en que choque el viento origina, en sucesión ordenada y continua, perturbaciones periódicas en su fluir, que llamamos *elementos de turbulencia*, o más simplemente, "bolas de aire".

En la figura 251 representamos la *trayectoria* de una "bola de aire" formada de este modo ante un obstáculo. Los números 1, 2, 3, 4 y 5 indican los lugares en que se han producido las compresiones a que nos hemos referido. Estos son los sitios en que la masa aérea rodante ha recibido los impulsos que le han permitido penetrar en las corrientes aéreas y ser arrastrada por ella. La forma de la trayectoria es cíclica. En la misma figura está representada también una trayectoria no perturbada por el obstáculo, y que, por consiguiente, coincide ya con una "línea de flujo" del aire. Entre las dos trayectorias existen otras, de forma trocoidal, tal

como lo hemos presentado detalladamente en la figura 244. En la parte derecha de esta misma figura están representadas las líneas de flujo, en su forma condicionada por la presencia del obstáculo.

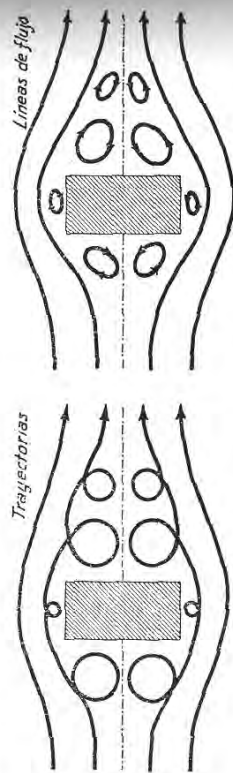


FIG. 252. — Trayectorias y líneas de flujo del aire alrededor de un edificio.

Acerca de las trayectorias y líneas de flujo del aire alrededor de un edificio de planta regular, ilustra la figura 252, que se ha obtenido de la figura anterior, completándola en forma simétrica con respecto a la línea de tierra, considerada como eje del edificio.

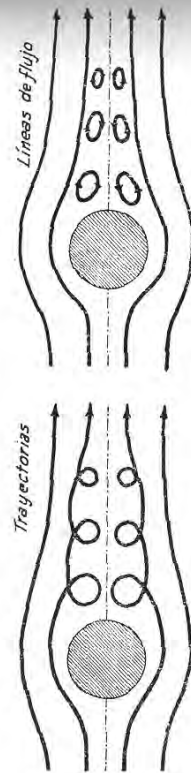


FIG. 253. — Influencia de una torre de agua sobre las corrientes aéreas.

De estos cuadros básicos, correspondientes a obstáculos de forma regular, es posible derivar las trayectorias y las líneas de flujo del aire que se producen alrededor de obstáculos de formas irregulares, como son la mayoría de las construcciones modernas, y los obstáculos naturales.

En la figura 253 representamos la influencia de una torre de agua. Debido a su sección circular, que permite un fácil desvío de las corrientes aéreas, no se forman remolinos en el frente del mismo ni en sus costados, sino sólo en su espalda. Esta misma figura representa también los remolinos de aire que se forman detrás de los hilos metálicos suspendidos en el espacio, cuando las corrientes aéreas los cruzan perpendicularmente, originando el llamado "cantar de los alambres".

FIG. 254. — Ciertas formas de los cuerpos reducen a un mínimo los efectos de la turbulencia.

En la figura 254 está representado un cuerpo de poca resistencia aérea. Las líneas de flujo se amoldan muy bien a su contorno. Se forman remolinos solamente en su cola, al unirse las líneas de flujo de ambos costados, y son de pequeñas dimensiones. Su análisis y examen incumbe a la Aerodinámica.

Las trayectorias y líneas de flujo de aire correspondientes a una elevación de terreno, montaña o serranía se obtienen transformando el obstáculo de forma cuadrangular progresivamente en un triángulo o en una figura cualquiera, que se amolde a la sección del obstáculo natural, tal como lo representa la figura 255.

255. Efectos de la turbulencia. — Debido al carácter desordenado, turbulento, del fluir del aire, pequeñas masas se elevan, con todo su contenido en partículas sólidas, vapor de agua y calor, bajando en su lugar masas que carecen de estas propiedades. El resultado final de este proceso es una buena mezcla del aire, con todas sus consecuencias meteorológicas.

a) EFECTO TÉRMICO. Por lo general, en la atmósfera reina un gradiente térmico "semidiabático", unos $-0.6^\circ/100$ m. Pero si la eleva-

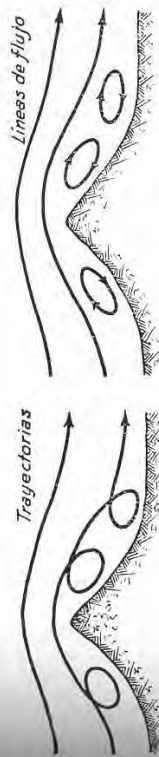


FIG. 255. — Influencia de una serranía en las corrientes aéreas.

ción y descenso de masas aéreas es rápida, como cuando el movimiento es turbulento, las masas aéreas no tienen tiempo para ganar ni para perder calor. Por esta razón se establece un gradiente térmico "adiabático", $-1^\circ/100$ m. En consecuencia, en lo alto el aire llega a ser más frío, y cerca del suelo, más caliente de lo que fué antes de la mezcla. En la superficie límite de la turbulencia se establece un "salto" en la temperatura, llamado *inversión de turbulencia*, ya que se ha perdido la continuidad que antes existía (fig. 64).

Tanto la turbulencia como sus efectos son tanto más grandes cuanto mayores son los obstáculos que se oponen al viento. Proporcional al grado de turbulencia es también la altura de la capa aérea revelada. En la llanura, donde el rozamiento es pequeño, esta altura es modesta; en terreno quebrado, serrano, es considerable. La consecuencia es que en las montañas, cuando sopla viento la temperatura suele ser más baja que a igual altura en la llanura. Sobre las montañas, las isotermas parecen "hundidas" (fig. 256 a).

b) EFECTO HÍGRICO. Debido al movimiento turbulento del aire, hay un verdadero *transporte de humedad*, una "difusión aparente" del vapor de agua dentro de la masa aérea revuelta, cientos de miles de veces mayor que la "difusión molecular". Por esta razón, debajo del "límite de turbulencia" suele acumularse vapor de agua. Este hecho, en combinación con el descenso de la temperatura que se opera en el mismo lugar, rebaja el nivel de condensación, facilitando de

este modo la condensación del vapor de agua, la formación de nubes y las precipitaciones pluviales.

También se observa este efecto claramente en las montañas. La nubosidad y las precipitaciones son mayores en regiones serranas que en las llanuras, pareciendo a la vez "hundida" la capa de nubes, respecto al nivel que posee en la llanura (fig. 256 b).

c) EFECTO MECÁNICO. Es importante también el *transporte de partículas sólidas* dentro de la masa aérea revuelta. Si el suelo está cubierto de polvo, éste es arrastrado por los torbellinos de aire y elevado en el espacio, empeorando con ello la visibilidad, pero facilitando la condensación del vapor de agua debajo del "límite de turbulencia". Digno

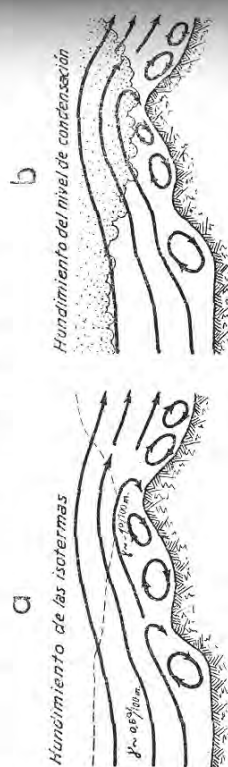


FIG. 256. — Sobre un obstáculo topográfico, el movimiento turbulento hunde las isotermas y el nivel de condensación.

de mención es, asimismo, el transporte y distribución en el espacio de las *impurezas*, tanto orgánicas como inorgánicas, que hay en el aire.

d) EFECTO DINÁMICO. El movimiento turbulento del aire es el causante de las *ráfagas del viento*, incremento casi momentáneo de su fuerza, tan peligroso por la presión que ejerce sobre los objetos y construcciones que se le oponen.

En Buenos Aires, por ejemplo, la velocidad media máxima del viento observada hasta 1950 fué de 71 km/hora, mientras que la intensidad de las ráfagas llegó a 113 km/hora. Las presiones correspondientes a estas velocidades son 39 y 99 kg/m², respectivamente, lo que significa un aumento de 250 % de su peligrosidad.

Como efecto dinámico de la turbulencia deben considerarse también los *remolinos* de toda clase que ella produce. Estos remolinos son relativamente pequeños detrás de los obstáculos, en la sombra del viento, y grandes delante de ellos. Remolinos peligrosos para la aviación se producen por las laderas de las montañas, principalmente en las corrientes descendentes. El influjo perturbador llega, según apreciación de W. Georgii, hasta un tercio de la altura de la elevación, sobre ésta, persistiendo su influencia hasta una distancia desde la cual la elevación se ve bajo un ángulo igual a la mitad de la pendiente natural de la misma.

Fuerte turbulencia se nota en todos los lugares en que, por una razón cualquiera, el rozamiento cambia bruscamente. Estos lugares son las costas de los mares, las orillas de los grandes ríos y lagos, los bosques, las montañas y serranías; igualmente los poblados y las ciudades, ex-

cepto que estuvieren cubiertos por aire frío, pesado, no enlazado todavía por las corrientes aéreas de altura.

En la figura 257 presentamos las costas uruguayas. A la mañana, mientras aire frío cubre el río de la Plata, el flujo del aire por encima del territorio uruguayo no está perturbado. No sucede lo mismo en las horas de calor, cuando la convección

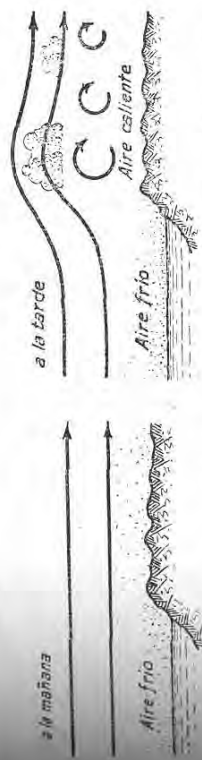


FIG. 257. — El flujo del aire por sobre las costas es regular cuando están cubiertas por aire frío, y turbulento cuando están cubiertas por aire caliente.

vertical es intensa. El flujo del aire es entonces turbulento. Las masas aéreas que pasan el nivel de condensación posibilitan la formación de nubes.

La intensidad del movimiento turbulento, reflejo fiel del "estado de agitación" del aire, suele expresarse por un *coeficiente de turbulencia*, universalmente llamado, por iniciativa de su inventor, el vienés W. Schmidt, AUSTRUSCH. Se lo designa con la letra A. Sus dimensiones son las mismas que las del "coeficiente de rozamiento interior".

Para que pueda haber movimiento turbulento dentro de la atmósfera, y con ello un "transporte", T, de alguna "propiedad", p, del aire, por ejemplo de partículas sólidas, vapor de agua, calor o energía de movimiento, debe existir previamente una desigual distribución de esta propiedad. El "transporte" resulta tanto más eficaz cuanto mayor es esta desigualdad y cuanto menor el desnivel z a que se encuentra; dependencia que se expresa por medio del "gradiente de la propiedad", dp/dz (fig. 258). Depende, además, de la intensidad de la agitación del aire, o sea del "Austausch", A. Se tiene, de esta manera:

$$T = -A \cdot \frac{dp}{dz}$$

El valor de A está definido por la fórmula:

$$A = \frac{\sum m \cdot z}{s \cdot t},$$

donde s significa la superficie a través de la cual se efectúa el intercambio; t, el tiempo que duró el proceso; m, la masa de cada elemento de turbulencia, y z, la variación que se operó en su altura. Si $s = 1$ y $t = 1$, resulta que $A = \sum m \cdot z$, o sea la "suma de todos los productos", m.z.

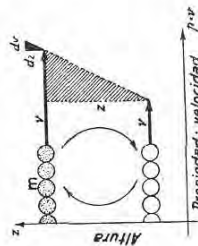


FIG. 258. — Representación del "gradiente de velocidad" de las bolas de aire, si el movimiento de éstas aumenta con la altura.

La agitación del aire, o sea la intensidad de la turbulencia, el *Austausch*, A , es un elemento sumamente variable. Su valor es mayor durante el día que durante la noche, y más acentuado en verano que en invierno. Por supuesto, crece con el alejamiento de la tierra, a medida que disminuye la densidad del aire y el efecto del rozamiento, factores ambos que facilitan el movimiento del aire.

He aquí algunos valores numéricos:

$A = 0,006$ g/cm sec sobre el suelo, a la madrugada, en calma;
$= 0,14$ " sobre una capa de nieve, en calma;
$= 5$ " sobre los mares, con niebla;
$= 12$ " sobre los océanos;
$= 20$ " en regiones de baja presión atmosférica;
$= 90$ " en la torre de Eiffel, en París;
$= 9-140$ " en los vientos alisios.

Como "valor medio" se puede considerar el valor $A = 50$ g/cm sec. Considerando que el coeficiente del "rozamiento interior" es, en temperatura de $+15^{\circ}\text{C}$, sólo $0,00018$ g/cm sec, resulta que el efecto del movimiento turbulento del aire es aproximadamente 300 000 veces menor que el efecto del movimiento molecular. En esto consiste su importancia meteorológica.

El aumento del coeficiente de turbulencia con la altura lo demuestran las siguientes observaciones de Th. Stevenson, efectuadas sobre un campo de cebada:

Altura = 0.1	0.8	2.4	4.0	7.3	15.2 m
$A = 0.26$	1.35	3.5	5.4	8.9	16.1 g/cm sec.

Mediciones análogas, realizadas por Hesselberg y Sverdrup, en mayores alturas, han dado como resultado:

Altura entre 0 y 9, 10 y 200, 200 y 400, 300 y 500 m
$A = 0.9$ 40 50 60 g/cm sec.

EJEMPLO: Interesa conocer la intensidad de la evaporación de Córdoba, representativa de la región central de la Argentina.

La temperatura media es $t = 16.9^{\circ}\text{C}$; la presión atmosférica, $b = 724.3$ mm Hg, y la presión del vapor de agua, $e = 9.4$ mm Hg. Con estos elementos se puede calcular la "humedad específica", s , aplicando la fórmula $s = 622 \cdot e / b$, obteniendo 8.1 gr/kg.

Sabemos ya cómo descende la temperatura, la presión atmosférica y la presión del vapor de agua con la altura, de manera que podemos calcular también los valores de la humedad específica correspondientes a los primeros cinco kilómetros. Los valores obtenidos son:

$z = 0$	1	2	3	4	5 km.
$s = 8.1$	6.2	4.8	3.7	2.9	2.1 g/kg.

Estos valores se encuentran representados en la figura 259. Para deducir el gradiente respectivo, o sea la "disminución de la humedad específica por un centímetro de elevación en un gramo de aire", la línea representativa puede considerarse una recta, de manera que:

$$\frac{ds}{dz} = \frac{2.1 - 8.1 \text{ g}}{5000 \cdot 100 \text{ kgcm}} = -1.2 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^{-1},$$

valor que corresponde a la capa aérea entre 2 y 3 km de altura, lugar donde se forman las precipitaciones.

Debido a este "gradiente", existe un flujo de vapor de agua hacia arriba, que se realiza en forma turbulenta. La cantidad de agua transportada es, teniendo en cuenta que el coeficiente de difusión del vapor de agua es 2.5 veces mayor que el de manantio:

$$T = -A \cdot \frac{ds}{dz} = 2.5 \cdot 50 \cdot 1.2 \cdot 10^{-8} = 150 \cdot 10^{-8} \text{ g/cm}^2 \text{ sec.}$$

El flujo tiene 86 400 segundos; el año, 365 veces más todavía, de manera que la cantidad de agua transportada es

$$T = 47.30 \text{ g/cm}^2 \text{ año.}$$

Esta agua proviene de la evaporación de una capa de 473 mm de espesor.

El aire no puede sostener más vapor de agua que el indicado en la gráfica, de manera que toda esta cantidad tiene que "precipitarse" a tierra. En Córdoba llueven aproximadamente 700 mm al año. De esta cantidad 473 mm, o sea un 68 %, provienen de la evaporación; el resto, 227 mm, o sea el 22 %, del océano Atlántico, siendo transportado por los vientos.

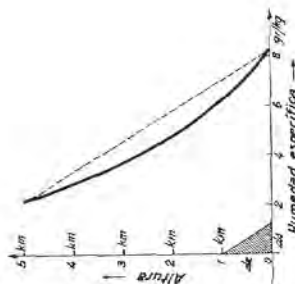


FIG. 259. — Disminución de la humedad específica con la altura, en Córdoba.

226. **Influencia sobre el vuelo.** — El avión, igual que un pájaro, no es más que un minúsculo cuerpo que se mueve en el océano aéreo. Una vez despegado de la tierra, es llevado por el viento. Por esto la velocidad que un avión desarrolla es sólo "con respecto al aire", y no con respecto a la tierra. De esta manera, la dirección y velocidad del vuelo, con referencia a la tierra, es la resultante de dos movimientos: el del avión y el del viento, que se combinan según el paralelogramo de las fuerzas. Por esta razón el viento aminora la velocidad del vuelo, en relación con la tierra, si sopla "de frente", y la aumenta si sopla "de cola".

Para que un avión se mantenga en el aire debe desarrollar cierta velocidad. En tiempo calmo, para despegar de tierra, el avión mismo tiene que desarrollar esta velocidad; pero si sopla viento, puede aprovechar de él y despegar "contra el viento", economizando así esfuerzo y acortando el carreteaje. El mismo provecho se puede sacar en el momento del aterrizaje, volando también "contra el viento". La velocidad que el avión debe tener en este caso es menor, y por consiguiente, el espacio recorrido en el suelo más corto.

En caso de fuerte turbulencia, el avión que apenas despegó del suelo puede perder de repente velocidad respecto del aire y precipitarse, principalmente si se trata de un avión liviano. Lo mismo puede

ocurrir en el momento del aterrizaje, cuando el avión está ya cerca del suelo. Peligrosa es también la oscilación en la dirección del viento, porque puede tomar al avión de costado y dañan su tren de aterrizaje. En tierra, si el viento sopla con ráfagas de mayor velocidad que la necesaria para la sustentación del avión, éste es elevado del suelo. Por esto es necesario cuidar el frenado y el amarre de los aviones livianos, como también su orientación respecto del viento.

Como hemos dicho, la intensidad del movimiento turbulento disminuye con la elevación. A 500 m de altura, ya apenas se nota. Sólo cuando el viento sopla con mucha fuerza y el gradiente térmico se acerca al adiabático, $-1^\circ/100$ m, su efecto llega, por encima de terreno escabroso, hasta 1500, y en casos excepcionales, hasta 2000 m de altura. El avión que vuela a través de la capa turbulenta se balancea y cabecea, movimientos que dificultan la conservación de la dirección del vuelo y la horizontalidad del aparato. Además, perjudican al material, fatigan al piloto y dificultan la observación. Por esto es aconsejable volar por encima de la capa turbulenta, o sea a una altura mayor de 500 m del suelo.

El efecto de la turbulencia sobre el avión es similar al que ejerce el oleaje sobre un bote: movimientos desordenados y molestos, llamados "embarcaciones", que dificultan el vuelo en formación. Si se nota fuerte turbulencia, conviene "abrir la formación", aumentando la distancia y el desnivel entre los aviones.

Muchos accidentes producidos durante el vuelo a través de tormentas han ocurrido no debido a la intensidad de las corrientes verticales, sino más bien a su carácter turbulento, que expone a un esfuerzo excesivo el material alar del avión.

E) ORIGEN DE LOS VIENTOS

227. Causas de los movimientos. — Como sabemos, cualquier diferencia que se produzca en la densidad del aire origina una diferencia en la presión atmosférica. Ésta, a su vez, es una fuerza, y como tal es capaz de provocar movimientos. De esta manera, las diferencias de presiones que continuamente se originan en los distintos lugares de la Tierra, como consecuencia de las modificaciones de la densidad del aire, son precursoras de movimientos de masas aéreas, o sea de *vientos*.

La causa principal de la variación de la densidad del aire es la variación de su temperatura. Los sucesivos *enfriamientos* y *calentamientos* de las masas aéreas son, por esta razón, los fenómenos *iniciales* de los movimientos.

Si la temperatura de una masa aérea desciende, ésta se contrae y su densidad aumenta. Con ello aumenta la presión atmosférica. En consecuencia, el aire tiende a escurrirse en todas direcciones, produciendo así un *viento* (fig. 250). A la

inversa, si la temperatura de la masa aérea aumenta, entonces, debido a la mayor presión adquirida, se dilata, gastando en este esfuerzo la energía que le fué suministrada. Dilatación significa disminución de la densidad, y ésta, a su vez, una disminución de la presión atmosférica, por lo cual el aire tiende a fluir, desde todas las direcciones, hacia el lugar del calentamiento, originando de este modo también un *viento*. El fluir se inicia en el momento que la diferencia de presiones es suficiente para poner en movimiento el aire y vencer la resistencia que ofrece el rozamiento y el carácter turbulento del flujo.

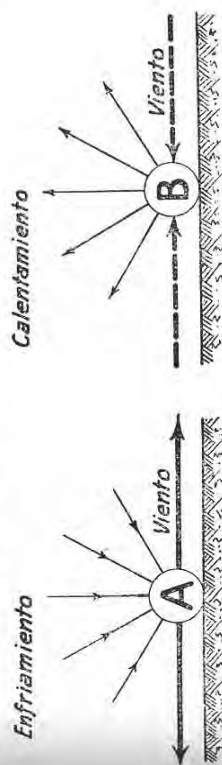


Fig. 250. — Origen de los vientos. El aire fluye del lugar de enfriamiento hacia el lugar de calentamiento.

Como se desprende de esta descripción, el aire fluye:

- | | |
|------------------------------|----------------------------------|
| a) del lugar de enfriamiento | hacia el lugar de calentamiento; |
| b) " " " " " " " " | " " " " " " " " expansión; |
| c) " " " " " " " " | " " " " " " " " mayor densidad; |
| d) " " " " " " " " | " " " " " " " " menor densidad; |
| | " " " " " " " " alta presión. |
| | " " " " " " " " baja presión. |

Sabemos, por otra parte, que "corrientes convergentes" de la superficie están acompañadas de "corrientes ascendentes". El aire que éstas transportan produce una sobrecarga en la altura. Ésta causa un "derrame de aire" en todas direcciones. El aire volcado de esta manera "desciende" hacia la superficie, contribuyendo así al sostenimiento de la "diferencia de presiones" que exige esta serie de movimientos.

Alrededor de un lugar calentado, el aire se encuentra en **CIRCULACIÓN**. La rama ascendente es originada por el calentamiento y consecuente dilatación del aire; las ramas divergentes, por el derrame en la altura; las ramas descendentes, por la gravedad, y las ramas convergentes, por el fluir del aire hacia la región calentada.

Todos estos movimientos están representados en la figura 251, por medio de una "fuente", A, donde reina alta presión, y por un "sumidero", B, en el que la presión es baja. Éste es el lugar del calentamiento del aire; aquél, el lugar del enfriamiento. Sólo puede haber *circulación* si el lugar del enfriamiento se encuentra más alto que el lugar de calentamiento.

228. Comportamiento térmico de una isla durante el día.—Para mayor claridad, consideremos los fenómenos atmosféricos que se desarrollan sobre una isla en un día calmo.

A cierta hora de la mañana, la temperatura del aire sobre la isla es la misma que sobre el mar. Igualmente son también las presiones atmosféricas y las densidades.

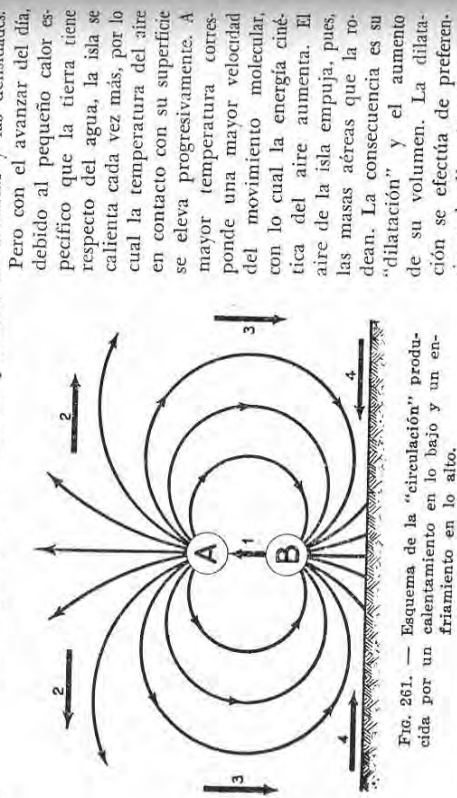


FIG. 261. — Esquema de la "circulación" producida por un calentamiento en lo bajo y un enfriamiento en lo alto.

ción de la vertical. Esta dilatación es el primer movimiento que produce el calor solar (flecha 1 de la fig. 262 a). Como consecuencia de ella, la densidad del aire disminuye. La presión atmosférica no ha cambiado todavía, porque el efecto del aumento de la temperatura quedó neutralizado por la dismi-

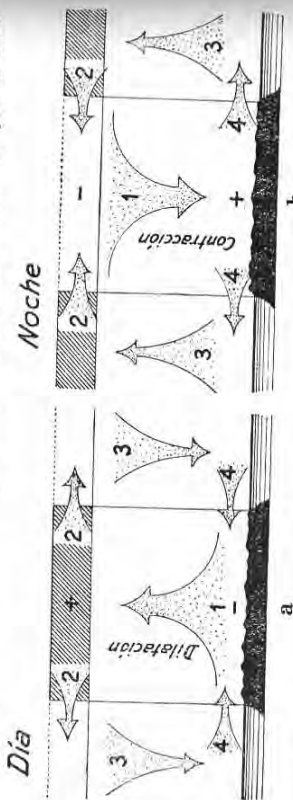


FIG. 262. — Corrientes aéreas que se producen sobre una isla, en el curso de un día y una noche.

nución de la densidad, o, dicho con otras palabras, la superficie de la isla sostiene aún la misma columna de aire que antes.

Durante este proceso de dilatación, una cierta cantidad de aire sobrepasó la "superficie límite" primitiva de la columna de aire considerada. Encima de esta superficie se encuentra ahora más aire que antes, por lo cual su densidad y la presión que ejerce son mayores. Esta pequeña sobrepresión es suficiente para oti-

guar un *fluir del aire mar afuera*, ya que el aire de altura es liviano y no existe más rozamiento exterior que pudiera dificultarlo. Éste es el segundo movimiento que se produce (flechas 2 de la fig. 262 a).

Como consecuencia de este "vuelco del aire" en la altura, disminuye la presión atmosférica sobre la isla y aumenta sobre los mares. Debido a esta "sobrecarga", la columna de aire que cubre el mar es "comprimida". Esta compresión es el tercer movimiento que se engendra (flechas 3 de la figura 262 a). En mérito de ella, el aire que cubre el mar es ahora más denso, y por consiguiente, la presión que ejerce es mayor que antes.

En este estado de evolución, la isla está cubierta por aire dilatado, y el mar, por aire comprimido, estado que se acentúa progresivamente. Cuando la "diferencia de presiones" entre el aire del mar y el aire de la isla alcanza la magnitud necesaria para vencer la resistencia que el rozamiento opone a su movimiento, se inicia el cuarto y último movimiento, el *flujo del aire tierra adentro*, dirigido hacia el centro de la región calentada, en este caso el centro de la isla (flechas 4 de la figura 262 a).

Estos cuatro movimientos, originados por el calor solar y continuados por la fuerza de gravedad, comúnmente restablecen el equilibrio perdido por el calentamiento, volviendo a reinar la calma. Pero pueden repetirse también durante el día, una o varias veces; hasta pueden transformarse en fenómenos continuos, que siguen desarrollándose hasta más allá de la puesta del Sol. Todo depende de la extensión de la isla, del calor específico de la materia que forma su superficie y de la intensidad de la insolación.

229. Desarrollo del proceso durante la noche.—Las aguas del mar son poco sensibles al calor solar, por lo cual la temperatura del aire encima de ellas no experimenta mayor variación. Lo contrario sucede sobre una isla cubierta de rocas, arena o tierra. Esta cubierta se calienta y se enfria con facilidad, comportamiento que afecta grandemente al estado térmico del aire encimado.

Por esta razón, después de la puesta del Sol el aire de la isla se enfría rápidamente. Como consecuencia disminuye la velocidad de su movimiento molecular, y con ello su energía cinética. La presión que ejerce no es ya suficiente para sostener la columna de aire encimado, por lo cual ésta se encoge. Esta *contracción*, de dirección preponderantemente vertical, es el primer movimiento que se produce (flecha 1 de la figura 262 b). Su resultado es un aumento de la densidad, sin que la presión atmosférica, o sea el peso de la columna de aire que la isla sostiene, experimente todavía cambio alguno. No existe, pues, ninguna "diferencia de presiones" que pudiera provocar un derrame del aire fuera de la isla.

Debido a esta contracción de la columna de aire que cubre la isla, se produce un "relativo vacío" en la altura, vacío en el cual principia a volcarse el aire del mar. Este *vuelco de aire tierra adentro*, que se verifica en la altura, es el segundo movimiento que nos es dable observar (flechas 2 de la figura 262 b).

Como consecuencia de este "vuelco de aire en la altura", la presión atmosférica aumenta sobre la isla y disminuye sobre el mar. La consecuencia es una *dilatación* del aire que cubre el mar, que se manifiesta como una "corriente vertical ascendente". Éste es el tercer movimiento que se verifica (flechas 3 de la figura 262 b).

El aumento de la presión atmosférica sobre la isla y la disminución de la misma sobre el mar, variaciones ambas producidas por el vuelco de aire en la altura, producen una "diferencia de presiones" en la superficie. Cuando esta diferencia alcanza un valor lo suficientemente grande como para vencer la resistencia que opone el rozamiento, se inicia el *derrame del aire de la isla mar afuera*. Éste es el cuarto y último movimiento que se produce (flechas 4 de la figura 262 b).

Con este derrame se restablece el equilibrio dinámico, perdido por el enfriamiento nocturno. La isla queda cubierta por aire "más caliente", descendiendo de la altura, y el mar por aire "más frío", venido de la isla. Desaparecida así la diferencia de temperaturas, las densidades y las presiones se igualan. Vuelve a reinar la calma, hasta que se repita el proceso, por continuación del enfriamiento.

230. El "anillo de circulación" aérea. — El bosquejo del comportamiento térmico de una isla demuestra que si se produce un calentamiento o enfriamiento en alguna parte de la superficie de la Tierra, se producen también "movimientos" que en conjunto forman un

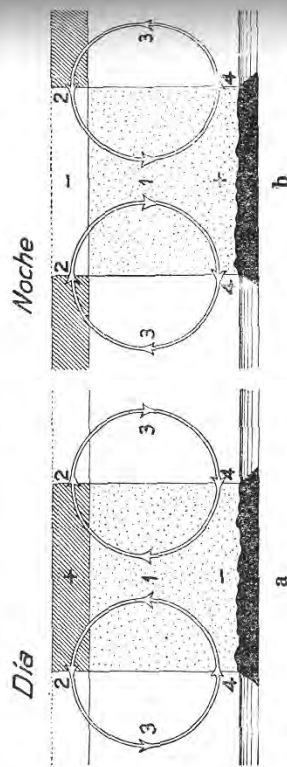


FIG. 263. — "Anillo de circulación" aérea que se forma sobre una isla en el curso de un día y una noche.

culaciones. En planos verticales, estas circulaciones aparecen bajo forma anular. De ahí deriva su nombre: *anillos de circulación*.

Cada anillo de circulación se compone de cuatro ramas o eslabones. Durante el día (fig. 263 a), la primera rama es ascendente, y consiste en la dilatación de la columna de aire, como consecuencia de un intenso calentamiento. La segunda rama es el vuelco del aire, elevado por la dilatación, sobre los alrededores de la región calentada. La tercera es descendente, producida por la sobrecarga en la altura, y consiste en una compresión de la columna afectada. La cuarta y última es paralela a la superficie de la Tierra, y consiste en el flujo del aire hacia el centro de la región calentada.

Durante la noche (fig. 263 b), el sentido de la circulación se invierte: La primera rama es descendente, y consiste en la contracción de la columna de aire que cubre la región enfriada. La segunda rama la forma el vuelco del aire de los alrededores en la altura, sobre la co-

lumina de aire enfriado. La tercera es ascendente, debido al alivio de presión producido por el vuelco de aire en la altura, y consiste en una dilatación. La cuarta y última es paralela a la superficie de la Tierra, y consiste en un flujo de aire desde la región enfriada hacia los alrededores inmediatos.

Toda diferencia en el calentamiento o enfriamiento de una porción de la superficie de la Tierra produce un "anillo de circulación". En consecuencia, existen tantos "anillos de circulación" como anomalías térmicas se encuentran en la superficie de la Tierra.

Hay anillos de circulación de todo tamaño. El menor es originado

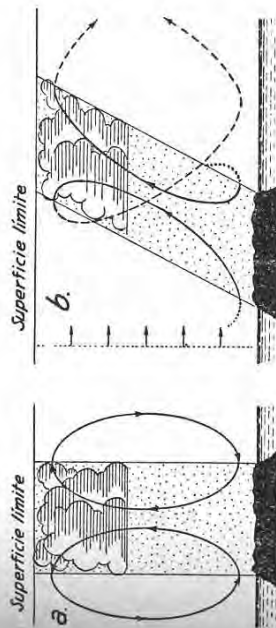


FIG. 264. — a, Anillo de circulación formado por aire húmedo; b, El mismo anillo combinado con una corriente aérea uniforme, o sea una traslación.

por el grano de arena más pequeño que existe; el mayor, por el desigual calentamiento del globo terráqueo.

Las circulaciones se combinan entre sí, como se combinan las fuerzas. Por esta razón, los vientos que soplan, y cuya dirección y velocidad medimos, son, en la mayoría de los casos, resultantes de varias circulaciones.

La figura 264 a representa un anillo de circulación en el que el aire, contrariamente a lo supuesto hasta ahora, no es seco, sino húmedo. Cuando este aire alcanza su nivel de condensación, se forma una nube de tipo cúmulus. Su extensión está limitada a la parte del espacio en que las corrientes son ascendentes. Movimientos descendentes, causantes de calentamiento del aire, la disuelven prontamente.

En la figura 264 b, este anillo de circulación se combina con la última rama de una circulación mayor, consistente en un flujo de aire de izquierda a derecha, con una velocidad uniforme en todo su espesor. Al combinarse las dos circulaciones, el anillo primitivo, representado por dos elipses con sus ejes mayores verticales, se transforma en dos cicloides. La nube se desliza de la vertical de su nacimiento, iniciando un complejo movimiento a través del espacio, seguido de una pronta disolución de la misma.

Las posibilidades de la naturaleza son infinitas.

F) SISTEMA DE VIENTOS

231. Generalidades. — Al hablar de *vientos* nos referimos a movimientos aéreos horizontales, particularmente a aquellos que se observan en la cercanía del suelo. Pero cada movimiento horizontal, por el hecho de transportar aire de un lugar a otro, debe estar acompañado de un movimiento compensador, de dirección y efectos opuestos. Estos dos movimientos, a su vez, deben estar enlazados por movimientos verticales, ascendente uno y descendente el otro. Y ya sabemos: el conjunto de estos cuatro movimientos forma un *anillo de circulación*.

Un viento que llama la atención por su constancia, o por la regularidad de su aparición, y que suele imprimir un carácter particular al clima de una región, y que suele imprimir un carácter particular a la descripción de los diversos *vientos* que se observan sobre la faz de la Tierra exige, por consiguiente, el conocimiento de los distintos anillos de circulación que existen sobre ella.

Los principales *anillos de circulación* son:

- a) circulación costanera;
- b) circulación continental-marítima;
- c) circulación atmosférica general;
- d) circulación entre regiones frías y calientes;
- e) circulación térmica local;
- f) circulación orográfica.

Cada región geográfica suele tener sus *vientos particulares*, provenientes de la combinación de las ramas bajas de algunas de estas circulaciones, bajo cuyo dominio se encuentra. Estos vientos se llaman *vientos regionales*.

232. Circulación costanera. — Al describir el comportamiento térmico de una isla durante un día, hemos supuesto para ésta un diámetro de unos 50 km, o sea una extensión tal que la invasión del aire del mar pueda llegar a su centro. Si el diámetro es mayor, los fenómenos descritos quedan reducidos a una franja costanera de unos 50 km de ancho, a ambos lados de la línea divisoria de mar y tierra. El desarrollo de los fenómenos es, en este caso, el siguiente:

DURANTE EL DÍA, el aire que cubre la isla o el continente se calienta rápidamente y se dilata. En consecuencia, aire caliente y poco denso cubre las costas, mientras que el aire del mar conserva su baja temperatura y considerable densidad. Ya desde las primeras horas de la ma-

ñana existe, por lo tanto, una "diferencia de densidades". Si bien esta diferencia es necesaria para que el aire del mar pueda invadir la costa, la invasión se realiza en cuanto existe suficiente "diferencia de presiones", capaz de vencer la resistencia que el rozamiento le opone, o sea cuando aire de la isla o del continente se ha volcado en cantidad suficiente, mar afuera, en la altura. La disminución de la masa de aire que pesa sobre la tierra y el aumento de la que presiona el mar es, de este modo, la fuente de energía que produce la *invasión de la costa por el aire del mar*, la llamada *brisa del mar* (flecha 4 de la fig. 265 a).

DURANTE LA NOCHE, los fenómenos se desarrollan a la inversa. Debido a la ausencia de calor solar, la tierra se enfría rápidamente, y junto

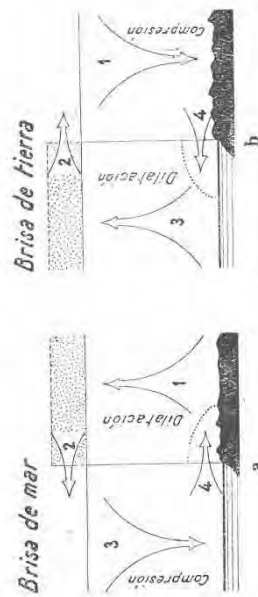


Fig. 265. — Circulación costanera en sus dos formas: brisa de mar y brisa de tierra.

con ella el aire que la cubre. Aire frío y denso ocupa ahora la costa, con tendencia a invadir el mar y elevar el aire caliente y liviano que reposa sobre el mismo. Pero falta todavía la fuerza necesaria, la "diferencia de presiones", capaz de superar la resistencia que opone el rozamiento y ponerlo en marcha. Esta fuerza proviene de la invasión del aire del mar que se efectúa en la altura. Cuando ha alcanzado el valor necesario, principia la *invasión del mar por el aire de la tierra*, en forma de *brisa de tierra* (flecha 4 de la figura 265 b).

Como se ve, la "brisa de mar" y la "brisa de tierra" son las cuartas y últimas ramas o eslabones de dos anillos de circulación, uno diurno y otro nocturno, que se forman en la orilla del mar, y que en conjunto constituyen la *circulación costanera*. La dirección de la circulación en los dos anillos es opuesta. El "derrame" del aire por la superficie se efectúa durante el día en una dirección, y durante la noche, en otra diametralmente opuesta. Por esta razón, este "sistema de vientos" se llama también *invasión*.

La circulación costanera es una particularidad de las costas oceánicas y de los grandes ríos y lagos, particularmente en la región tropical. La invasión del aire

fresco y húmedo del mar suele producir un rápido descenso de la temperatura y un instantáneo aumento de la humedad relativa en el ambiente.

En nuestro medio geográfico, la circulación costanera se combina con la circulación continental-marítima. En la región del río de la Plata, la brisa de mar es más potente que la brisa de tierra. Es, además, fenómeno estival. Suele iniciarse alrededor del mediodía, y persistir hasta la medianoche. Su efecto se percibe, típicamente, hasta 50 km de la costa, y en casos excepcionales, aun a distancias mayores. La velocidad del viento que produce es relativamente pequeña, de 2 a 3 m/sec, o sea de 7 a 10 km/hora.

233. Circulación continental-marítima. — La brisa de mar y la brisa de tierra pueden tener la misma intensidad sólo en dos épocas

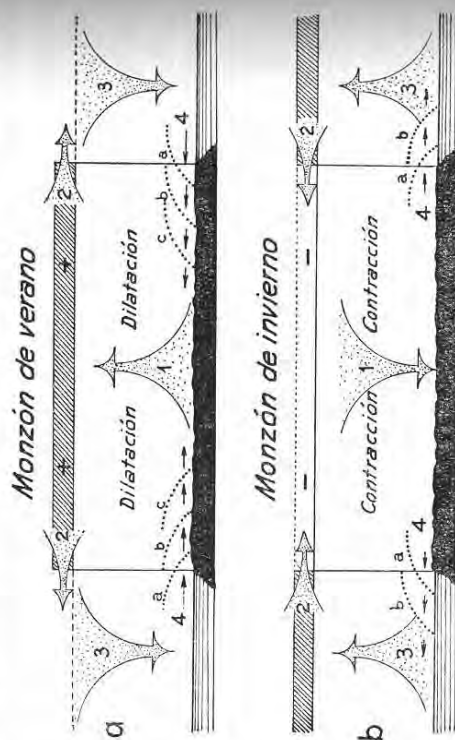


FIG. 266. — Circulación continental-marítima, en sus dos formas: monzón de verano y monzón de invierno.

del año: en la primavera y en el otoño, cuando la duración del día y de la noche son iguales. En las demás épocas del año, sus manifestaciones deben ser distintas.

Al aproximarse el VERANO, los días se alargan, aumenta el calentamiento de los continentes y disminuye su enfriamiento. Por esta razón se intensifica la brisa de mar y se debilita la brisa de tierra. El continente es invadido cada vez más profundamente por el aire del mar. Llegará así un momento, en general algún tiempo después del solsticio de verano (22 de dic.), en que todo el continente está invadido por las corrientes aéreas "venidas del mar". Llámase este estado atmosférico *monzón de verano* (fig. 266 a).

Al acercarse el INVIERNO, estos fenómenos se invierten. Los días se acortan, disminuye el calentamiento de los continentes y aumenta su enfriamiento. En consecuencia, se debilita la brisa de mar y se inten-

sifica la brisa de tierra. El mar es invadido cada vez más profundamente por el aire de tierra. Llegará así un momento, comúnmente algún tiempo después del solsticio de invierno (22 de junio), en que todo el continente está invadido por las corrientes aéreas "diligidas al mar". Este estado atmosférico se llama *monzón de invierno* (fig. 266 b).

Tanto el monzón de verano como el monzón de invierno son persistentes. Si el continente que los produce es extenso, pueden durar varios meses. El monzón de verano, al inundar el continente con aire húmedo del mar es causante de una "época de lluvia". El monzón de invierno, por cubrir el continente con aire descendido de lo alto, y por esto desprovisto de vapor, es causante de una "época de sequía". Al mismo tiempo en el mar, donde este viento eleva aire caliente y húmedo, son intensas las precipitaciones.

Son célebres los monzones del continente asiático, en particular en las Indias, donde su efecto sobre las precipitaciones es reforzado por la cadena de los montes Hímalaya. El "monzón de verano", compuesto de aire fresco de mar, pero muy

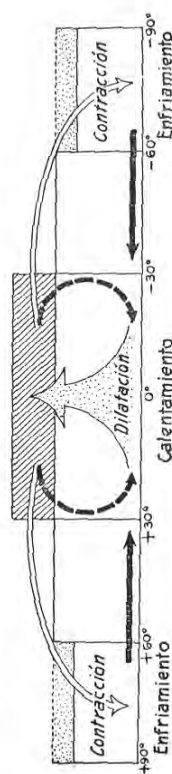


FIG. 267. — Circulación atmosférica general o planetaria, entre el ecuador y los polos.

húmedo, al chocar contra esta cordillera deja caer toda su humedad en sus laderas, en forma de lluvias que, cuando se prolongan, pueden asumir carácter catastrófico. A su vez, el "monzón de invierno", que transporta aire frío y muy seco de lo alto de la atmósfera a los mares tropicales, al descender al nivel del suelo se calienta mucho. De sus entrañas, ni una sola gota de agua se puede desprender. Durante su reinado se padece una intensa sequía.

234. Circulación atmosférica general. — La Tierra es esférica, y su calentamiento, por consiguiente, desigual. La región "tropical", debido a la incidencia casi vertical de los rayos, recibe mucho calor; las regiones "polares", donde los rayos llegan muy inclinados, poco. Aquéllas, en consecuencia, la región de calentamiento de la atmósfera; éstas, las regiones de enfriamiento. Por lo tanto, la columna de aire que cubre la región tropical se dilata; las que cubren las regiones polares se contraen. En la altura, la presión es mayor en las inmediaciones del ecuador que en las cercanías de los polos, por lo cual existe un flujo del aire de la región tropical hacia las regiones polares, y como consecuencia de la sobrecarga así producida en estas últimas, un flujo del aire, por la superficie de la Tierra, desde las regiones polares hacia la región tropical (fig. 267).

El gran anillo de circulación sobre la faz de la Tierra, llamado cir-

circulación atmosférica general, consiste, de este modo, en corrientes ascendentes en la región tropical, y corrientes descendentes en las dos regiones polares, las que en lo alto se encuentran enlazadas por corrientes que se dirigen de la región tropical hacia las regiones polares, y en la superficie, por corrientes que se dirigen de las regiones polares hacia la región tropical.

Sin embargo, el desarrollo de esta circulación no es sencillo. El espacio de que se dispone para ella, debido a la esfericidad de la Tierra, disminuye al alejarse del ecuador. Por esta razón, no toda la masa aérea que inició su marcha hacia los polos llega a las regiones glaciales. Gran parte de ella es embalsada en el camino y obligada a retornar a la región de su desprendimiento, fenómeno que se verifica más o menos a la altura del paralelo 35° en ambos hemisferios.

De la circulación atmosférica general entre el ecuador y los polos se desprenden así dos circulaciones menores, que no pasan mucho de los trópicos. Las ramas bajas

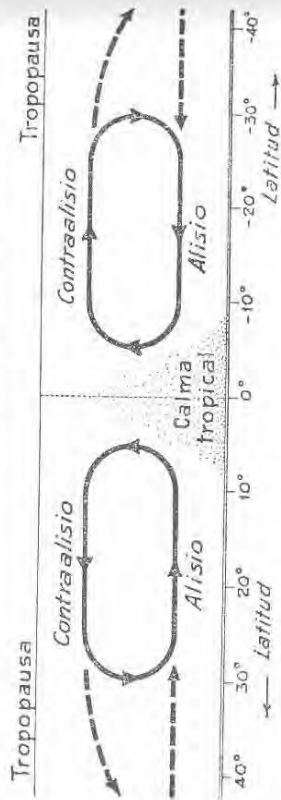


Fig. 268. — Alisios y contraalisios, vientos característicos de la región tropical.

de estas circulaciones forman vientos muy constantes y bien desarrollados sobre los mares, que por la superficie de la Tierra se dirigen hacia el ecuador; estos vientos se llaman *alisios*. Los vientos de altura que se dirigen hacia los polos, y que están separados de éstos por una capa de mezcla espesa, se llaman *contraalisios* (fig. 268).

Nota: Este grandioso intercambio de aire entre el ecuador y los polos, como también entre los mares y los continentes, es analizado y descrito en sus pormenores, dada su importancia, en la "Meteorología Geográfica".

235. Circulación entre regiones frías y calientes. — Para que se establezca un "anillo de circulación" entre dos regiones, es suficiente que exista una pequeña diferencia en el calor específico de la materia que forma el suelo. Esa diferencia existe, por ejemplo, entre una región agrícola y otra boscosa, o entre una región cultivada y otra desértica. En la región de "pequeño" calor específico, el aire se calienta más que en la región de "elevado" calor. Por esta razón, en la descripción del origen de los vientos, aquella desempeña el papel de la isla, y ésta, el papel de los mares. En la figura 269 representamos en forma esquemática la variante diurna de esta circulación.

Dada la importancia que estas circulaciones entre regiones frías y calientes de la Tierra tienen para la comprensión de los fenómenos atmosféricos, en la figura 270 representamos nuevamente el mismo caso, pero con mayor prolijidad, empleando "líneas isobáricas" y flechas indicadoras de la dirección y velocidad de las corrientes aéreas. Como se desprende de esta figura, las corrientes verticales son nulas en

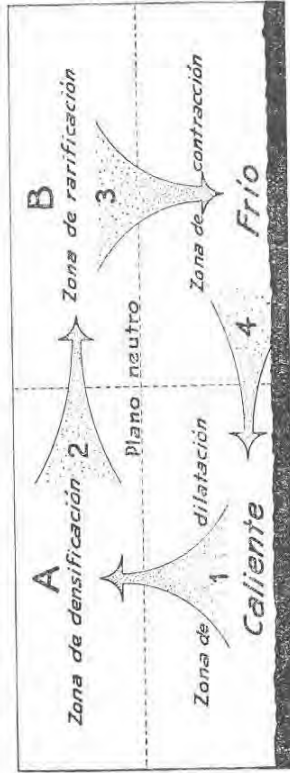


Fig. 269. — Representación esquemática de la circulación entre regiones frías y regiones calientes de la Tierra.

los lugares de su iniciación y finalización, alcanzando su valor máximo en el "plano neutro". También las corrientes horizontales son nulas en los lugares de su nacimiento y extinción, pero alcanzan su valor máximo en el "plano separatriz" de las dos regiones.

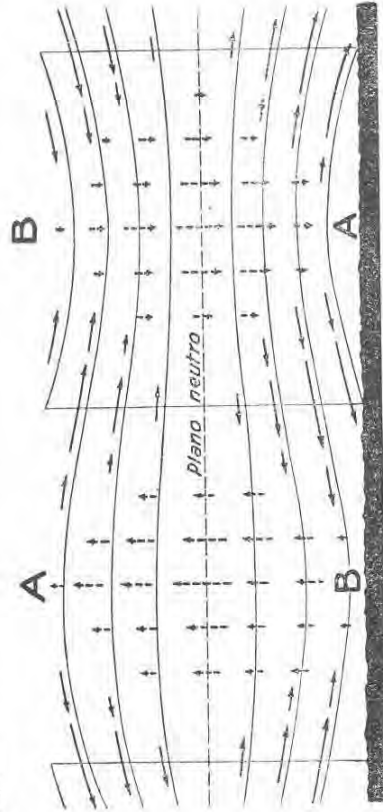


Fig. 270. — Circulación entre regiones frías y regiones calientes de la Tierra, causada por la deformación de las isobáricas, con indicación de la dirección e intensidad de los movimientos.

Comparando estas dos figuras, se deduce que en la superficie de la Tierra, la región "caliente" es a la vez la región de baja presión, y la región "fría", la de alta presión atmosférica. Los centros de estas regiones, llamados simplemente **ALTA** y **BAJA**, están señalados con las letras A y B, respectivamente. Como es natural, el aire fluye de la región de alta presión hacia la región de baja presión.

En la altura, la situación es inversa. Debido a la dilatación de la columna de aire sobre la región caliente, existe una "densificación" del ambiente, acompañada de alta presión; y encima de la región fría, debido a la contracción del aire, una "rarificación", acompañada de baja presión atmosférica. Tal como corresponde, también en la altura el aire fluye de la región de alta presión hacia la región de baja presión.

Masas aéreas que se diferencian por su temperatura, grado de humedad y densidad, están formándose sin cesar en todas partes de la Tierra, siendo luego arrastradas por la circulación atmosférica general, y transportadas de un lugar a otro. La importancia de este traslado de masas aéreas, junto con todos los fenómenos atmosféricos conexos con ellas, será demostrada en el capítulo VII: "Tormentas y cambios de tiempo".

236. Chimeneas y pozos de aire. — No carece de interés el caso cuando el calor específico del suelo acusa una gran diferencia ya a poca distancia de él. Es lo que ocurre, por ejemplo, cuando una cantera, roca desnuda o poblado está rodeado de campo cultivado. El aire se calienta muy rápidamente sobre estos lugares y se dilata. Cuando su densidad llega a ser inferior a la densidad del aire encimado, entonces es "exprimido" por el aire de los alrededores (véase § 70). Este proceso, en ciertos casos puede repetirse en seguida, pareciendo entonces como si una columna de aire se estuviese elevando sin cesar desde el lugar calentado, fenómeno llamado comúnmente *chimenea de aire*.

Este fenómeno tiene mucha semejanza con una fogata, en la que, como se sabe, una corriente de aire calentado por la combustión se eleva sin interrupción, siendo reemplazada, a medida que se verifica el proceso, por el aire de los alrededores.

El fenómeno inverso de la "chimenea de aire" es el *pozo de aire*. Este se produce sobre un lugar formado por materia de elevado calor específico, como por ejemplo sobre los ríos, lagos y bosques. En estos lugares, el aire se calienta poco, en comparación con los alrededores inmediatos, conservando así su densidad y escurriéndose por la superficie del suelo siendo reemplazado por el aire que desciende de la altura. Cuando el fenómeno se repite con rapidez, parece como si una columna de aire estuviera descendiendo sobre el lugar poco calentado. Cualquiera ser u objeto —pájaro, avión o nube— que penetre en esta columna participa del movimiento descendente, y parece "como si" hubiera entrado en un pozo de aire.

Se entiende que **no puede haber** espacios vacíos de aire. Cuando se produce un vacío, por ejemplo por una explosión, el mismo es llenado inmediatamente con la velocidad del movimiento molecular del aire, o sea 500 m/sec a la temperatura de 15° C.

En la figura 271 están representados estos dos fenómenos. Para que se restablezca la calma perturbada, las isobaras tienen que volver a estar horizontales. En consecuencia, sobre el lugar de calor específico reducido, las corrientes aéreas tie-

nen que ser ascendentes, y sobre el lugar de calor específico elevado, descendentes. Aquéllas dan la sensación de una *chimenea de aire*; éstas, la de un *pozo de aire*.

237. Circulación orográfica. — Las elevaciones del terreno facilitan el establecimiento de circulaciones. Con la altura disminuye la masa aérea y la cantidad de humedad que los rayos solares tienen que atravesar, razón por la cual el calentamiento de la superficie de la Tierra es mayor. Con la altura disminuye también la vegetación, aumentando en su lugar la pedregosidad del suelo. El declive del terreno, a su vez, facilita el descenso del aire enfriado y, en cierto sentido, también la elevación del aire calentado.

BRISAS DE LADERA. Durante el día, las laderas de las montañas expuestas al sol se calientan mucho, y por su intermedio el aire en contacto con ellas. Debido a la dilatación que este calentamiento origina, la densidad del aire disminuye. El aire fresco y denso de los alrededores trata de "exprimir" este aire rarificado, originándose así una corriente aérea ascendente, llamada *brisa de ladera*.

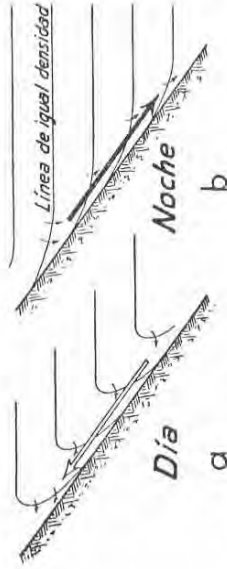


Fig. 272. — Influencia térmica del suelo en la densidad del aire, y por medio de éste en las corrientes aéreas.

Este proceso se encuentra representado en la figura 272 a, por medio de "líneas de igual densidad". Para que la calma se restablezca, estas líneas tienen que nivelarse, lo que se consigue por medio de una infinidad de pequeñas corrientes dirigidas hacia arriba, y que en conjunto forman el empuje del aire denso de los alrededores, tendiente a exprimir el aire calentado.

Durante la noche, los fenómenos se desarrollan en sentido inverso; las laderas se enfrían mucho, enfriando también el aire en con-

Fig. 271. — Chimenea y pozo de aire, con sus corrientes aéreas características, que tratan de "horizontalizar" las isobaras.

perficie de la Tierra es, por consiguiente, el resultado de las ramas bajas de varias circulaciones. Algunas veces se nota en la dirección y fuerza del viento la preponderancia de una de las circulaciones; otras se confunden tanto, que resulta difícil identificarlas. Los "vientos regionales" son ejemplos de estas combinaciones.

G) VIENTOS REGIONALES

La descripción de los vientos regionales corresponde a la Climatología. Sin embargo, consideramos útil adelantar una breve reseña de ellos, porque facilita la comprensión de las diversas circulaciones y el enlace entre ellas.

239. Bora y mistral. — Cuando una masa aérea fría y pesada llega al borde de una altiplanicie, se precipita en forma de viento de caída. Si la caída no es muy grande, llega al lugar de su nuevo acomodo, a pesar de su calentamiento de 1° por cada 100 m de desnivel, todavía como "aire frío". Dos vientos con esta característica son: en las costas orientales del mar Adriático, el *bora*, y en la región de la desembocadura del río Rodano, el *mistral*. Con el aljamiento de las costas, el viento se debilita, y su energía cinética se agota en la remoción del aire caliente y húmedo que le cierra el camino sobre el mar.

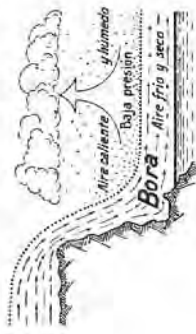


FIG. 276. — Bora de succión, originado por una baja atmosférica en el Adriático.

Pueden distinguirse dos clases de bora: de presión y de succión.

El *bora de presión* es originado por una masa aérea fría invasora. Su fuerza proviene de la "diferencia de presiones" que existe entre el aire advenedizo y el aire del mar. Raras veces sopla más de un día. Produce tiempo despejado y seco.

El *bora de succión* es causado por la elevada temperatura que suelen tener las aguas del mar en el invierno con respecto a una región costanera. En esta época, el aire caliente y húmedo, o sea liviano, cubre el mar. Cuando la diferencia de presiones entre el aire de la tierra y el aire del mar ha alcanzado la magnitud necesaria, se inicia la caída del aire frío de las costas elevadas. Tiempo frío, nublado y lluvioso acompaña a esta invasión que, en condiciones propicias, dura semanas enteras. Este caso está representado en la figura 276.

240. Föhn, chinook y zonda. — Cuando una masa aérea llega a una montaña o serranía, es embalsada. Una vez alcanzada la altura de los pasos, principia a volcarse al otro lado de ellas, descendiendo por

sus valles. Durante esto, su temperatura aumenta continuamente, aproximadamente 1/2° por cada 100 m mientras existan nubes, y 1° por cada 100 m una vez disueltas éstas. Por esta razón, el aire llega a la llanura como aire caliente y seco (fig. 277).

Un viento de tal origen, desarrollo y características se llama en los Alpes *föhn*, que deriva de la palabra latina *favonius*, o sea "viento caliente". En Norteamérica, donde desempeña un papel importante en el clima de las provincias situadas al pie de las montañas Rocosas, se lo llama *chinook*, nombre de una tribu de indios que vivía en las orillas del río Columbia. En nuestro ambiente geográfico se observan vientos semejantes en toda la cordillera de los Andes. Particularmente intenso es este viento en la ciudad de San Juan, donde

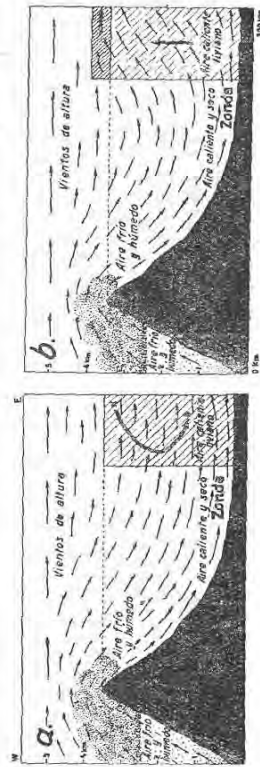


FIG. 277. — Zonda de succión: a, de origen dinámico; b, de origen térmico.

encontró también su nombre: *viento zonda*, por desembocar del valle de este mismo nombre.

Para que una masa aérea embalsada por la cordillera pueda descender por los valles cuyos es necesario que su densidad sea siempre mayor que la densidad del aire por desalojar. Debido al calentamiento del aire descendente, esta condición no es cumplida siempre. Frecuentemente las dos densidades se igualan, antes que el aire invasor pueda alcanzar la llanura. Por esta razón pueden distinguirse varias clases de *zonda*, conforme con la altura en que se igualan las densidades.

a) Si el aire que se vuela por los pasos cordilleranos no es muy frío, la igualdad se consigue pronto; su descenso por los valles es pequeño. El viento originado puede llamarse *zonda incipiente*.

b) Si el aire que penetra es frío, su descenso es mayor; la igualdad de las densidades se produce a una altura a la cual llegan ya los cerros y las altas pampas de las serranías cordobesas. Un viento fuerte, cálido y seco, un *zonda de altura*, se observa en las sierras de Córdoba, mientras que en San Juan reina todavía calma.

c) Si el aire que se vuela es muy frío, la igualdad de las densidades no se realiza durante el descenso; el aire llega hasta la llanura y fluye por ella, inundando los espacios bajos y libres, antes de iniciarse su derrame en forma de un

viento seco, abrasador. Llamamos a este viento *zona* de superficie.

La mayor o menor facilidad con que desciende el aire invasor depende también de la densidad del aire que cubre la llanura. Si esa densidad es pequeña, el descenso del aire invasor es facilitado; si es grande, dificultado. En la figura 276 están representadas las dos "posibilidades" que pueden aliviar el aire de la llanura: la evacuación parcial, debido a la existencia de algún gradiente de presión, o un calentamiento local, condicionado por el estado del tiempo reinante. En los dos casos suponemos que se vuelca aire muy frío y húmedo a través de los Andes, y que llega a la llanura en forma de un *zona* muy cálido y seco.

241. Siroco y simúm. — En el Mediterráneo occidental se denomina *siroco* a un viento caliente y seco que proviene del sur o sudeste, en cualquier época del año, aunque de preferencia en los meses de julio y agosto. La región donde se origina se encuentra en el Sahara. Al cruzar las cordilleras costaneras y bajar al nivel del mar eleva su temperatura, ya de por sí considerable. Frecuentemente acusa una temperatura entre 40 y 50 grados, con una humedad de sólo 15 %, o menos todavía. Sólo cuando su trayectoria por los mares es ya de consideración, como por ejemplo cuando penetra en el Adriático, es elevado su grado de humedad.

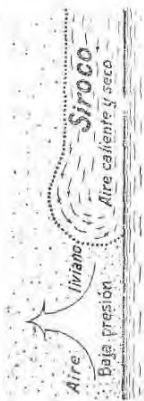


FIG. 278. — Siroco, viento caliente y seco, atraído por una baja atmosférica.

Lo particular del *siroco* es su alta temperatura. Para que, a pesar de ello, pueda elevar el aire relativamente frío que enfrenta en su camino, su densidad tiene que ser mayor que la densidad del aire encontrado. La influencia de la baja temperatura de éste tiene que estar superada por la influencia de la baja presión atmosférica (fig. 278).

En la región del nacimiento, en los rescos y abrasadores desiertos africanos y árabicos, este viento suele levantar mucha tierra y arena, originando así las célebres *tormentas de tierra*, que tanto tienen las caravanas.

Los nombres que tiene el viento son varios: en el Egipto se lo llama *chamsin*; en Marruecos y Argelia, *simúm* o *samúm*; en Libia, el *ghibli*, y en las costas occidentales de África, *harmatán*, para no mencionar sino los principales.

En las épocas de sequía, el viento *pampero*, del oeste argentino, presenta algunas de las características del *simúm* africano. El 4 de octubre de 1918, a las 9, al llegar una tormenta de tierra a Córdoba, el cielo quedó oscurecido en forma impresionante.

242. Pampero y blizzard. — En las regiones polares, la tierra pierde más calor por irradiación que la que gana por insolación. La consecuencia es un enfriamiento progresivo del aire que las cubre. Cuando

^a Del gr. *σέπρω* = *secar*.

su densidad con respecto al aire de las regiones subpolares alcanza un grado suficientemente elevado, principia el derrame del aire polar en dirección a la región tropical. Comúnmente, del recipiente polar se desprende una masa aérea limitada, que, cual una gota inmensa, prosigue su viaje, en trayectorias algo complejas, hacia las regiones cálidas. El paso de esta masa aérea fría y seca, pesada, desprendida del gran recipiente polar, a través de nuestra región geográfica, se realiza en forma de un viento sur o sudeste, llamado *pampero*.

El desencadenamiento del viento pampero significa en nuestro medio la iniciación de un cambio del tiempo. La temperatura y el grado de humedad del aire descienden instantáneamente, y principia a elevarse la presión atmosférica. Si el aire elevado del suelo tiene humedad suficiente, se forman nubes y caen precipitaciones.

Los dos continentes americanos tienen de común que en su parte occidental se extienden altas serranías: la cordillera de los Andes en el continente sur, y las montañas Rocallosas en el norte, que, cual muros inmensos, limitan el movimiento de las masas aéreas polares hacia el poniente, facilitando de este modo su avance hacia la región tropical. Por esta razón hay una gran semejanza entre las irrupciones de aire polar en los dos continentes. El viento pampero tiene una réplica en el norte. Su nombre es *brizarda*, que significa tormenta de nieve. Esta es su principal característica en las vastas llanuras canadienses, durante la estación de invierno. Más al sur se suavizan sus particularidades, identificándose progresivamente con las de nuestro pampero.

La importancia del viento pampero, tanto para el tiempo como para el clima de todas las regiones situadas al norte de la Patagonia y al este de la cordillera, es excepcionalmente grande. En atención de la misma, se lo considera detenidamente en el capítulo VII E. "Cambios de tiempo en nuestro país".

243. La "sudestada". — Por la costa del Atlántico, desde Tierra del Fuego hasta la bahía de Río de Janeiro, suelen producirse temporales con viento predominante del sector sudeste, llamado por esta razón *sudestada*. El aire con que este viento inunda las regiones costaneras, y frecuentemente también el interior del continente, es siempre húmedo; su temperatura es fresca en el verano y templada en el invierno. Suele ser causante de tiempo húmedo, acompañado de neblinas y lloviznas.

La *sudestada* es originada por el derrame de una masa aérea polar en movimiento hacia la región tropical, cuando su trayectoria es aproximadamente paralela a las costas del Atlántico. Su fuerza de derrame, en combinación con la influencia del giro de la Tierra y el rozamiento, produce vientos que en la dirección del derrame, coincidente con la trayectoria, parecen venir del sector "sudeste" (fig. 279).

244. Remolinos, trombas, tornados y ciclones. — Dentro de las corrientes aéreas se observan frecuentemente *perturbaciones* que, a pesar de la gran diversidad de tamaño, tienen de común un movimiento

to rotatorio, ciclónico, alrededor de un eje vertical.

REMOLINOS. La perturbación más pequeña es el *remolino*. Suele formarse sobre tierra seca, en las horas de mucho calor. Sobre las pie-

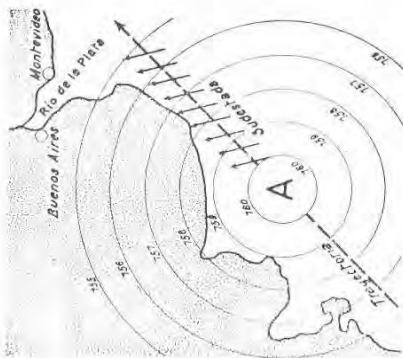


Fig. 279. — Sudamérica; viento súbito por el avance de una masa aérea fría por la costa del Atlántico.

de aire, en rápido movimiento giratorio, dentro del seno de las corrientes aéreas existentes, elevando tierra, arena y resaca del suelo. La formación se extingue recién cuando llega a un lugar carente de aire fuertemente calentado de que la superficie ha gastado toda su energía cinética.

Los remolinos son formaciones pequeñas. La relación entre su diámetro y su altura suele ser aproximadamente 1:100. Pueden girar tanto de izquierda a derecha como de derecha a izquierda, ya que en ellos la influencia de la fuerza centrífuga supera a la del giro de la Tierra.

Para la comprensión de la gran velocidad de rotación que suele tener el aire en los remolinos, recordemos que la velocidad final, v , de caída de un cuerpo por un plano inclinado de altura z , es igual a $\sqrt{2gz}$, donde g significa la aceleración de la gravedad, 981 cm/sec². Supongamos que el remolino tiene un diámetro, d , de 10 cm. Su perímetro es, entonces, $d \cdot \pi = 31,4$ cm. Si la presión atmos-

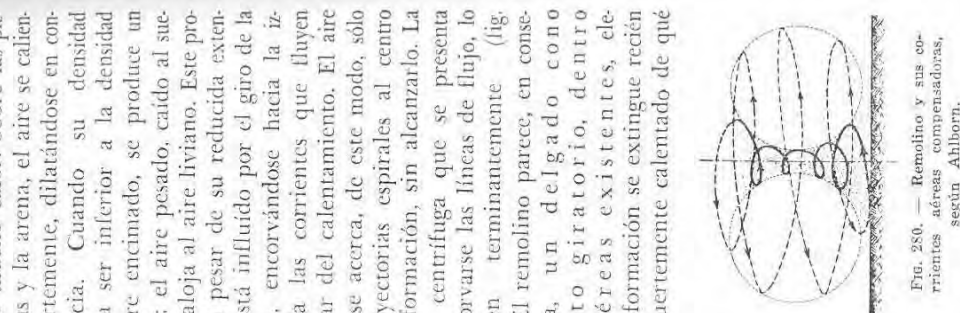


Fig. 280. — Remolino y sus corrientes aéreas compensadoras, según Ahlborn.

férica en su centro es tal que las "bolitas de aire" que penetran en el mismo caen 2 cm, la velocidad que adquieren es de $\sqrt{2 \cdot 921 \cdot 2} = 62,5$ cm/sec. Debido a la intervención de la fuerza centrífuga, esta "caída" se transforma en "rotación". Con la velocidad adquirida, las bolitas de aire pueden dar en un segundo dos vueltas alrededor del eje de la formación.

Por supuesto, no puede haber acumulación de aire en el centro del remolino, excepto en el momento de iniciarse su formación. La sobrepresión producida es una "fuerza adicional", que mantiene alejadas las corrientes que se dirigen al centro del remolino, contribuyendo a su elevación.

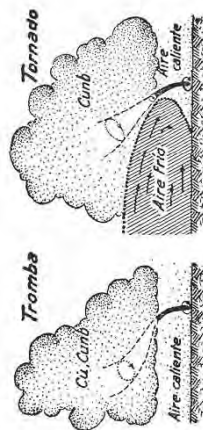


Fig. 281. — Formación de trombas y de tornados.

TROMBAS. La principal diferencia entre el remolino y la tromba es que la cuna de formación de esta última se encuentra en la altura, en las nubes Cu y Cumb (fig. 281). La tromba crece, en consecuencia, de arriba hacia abajo, extendiéndose cada vez más y más, hasta alcanzar el suelo, levantando del mismo una cantidad de tierra, arena y resaca. Presenta el aspecto de una *trompa de elefante*. Su diámetro suele ser de 10 a 20 m; su velocidad de rotación, de 50

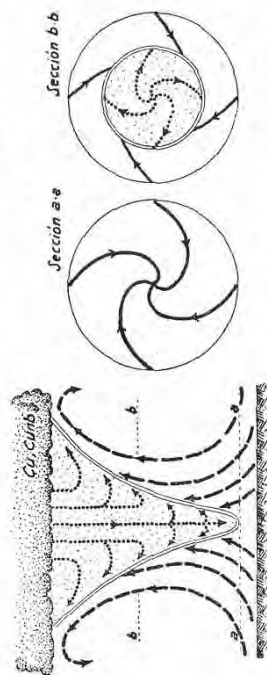


Fig. 282. — Corrientes de una tromba en secciones vertical y horizontales.

a 100 m/sec, mientras que su velocidad de traslación es igual a la velocidad de las corrientes aéreas en cuyo seno se encuentra, oscilando entre 5 y 15 m/sec. Las trombas son formaciones efímeras, que apenas sobreviven los 15 minutos. Las trayectorias que recorren alcanzan, por esta razón, una extensión sólo de 8 a 10 km. En el interior de la tromba parece reinar una presión atmosférica pequeña. Hacia este lugar convergen las corrientes aéreas, arrastrando consigo tierra y arena si se ha formado sobre los continentes, y pulverizando agua si se ha formado sobre los mares.

La figura 282 representa, según J. Letzmann, una sección vertical a tra-

vés de una tromba que todavía no ha alcanzado la superficie de la tierra. A la derecha, secciones horizontales a través de la misma.

TORNADOS. Formaciones de mayor tamaño y potencialidad que las trombas son los *tornados*. También su lugar de formación se encuentra en las nubes. Para que pueda formarse un tornado debe haber una gran diferencia de temperatura ya a poca distancia. *Invasión de aire frío en la altura*, que luego, debido al peso, se precipita al suelo y, durante la caída, entra en rotación, parece ser la constelación más favorable para su formación (fig. 281).

El diámetro del tornado oscila entre 100 y 300 m. Su altura es por lo general el doble. La velocidad del movimiento giratorio puede alcanzar los 100 m/sec, mientras que su movimiento traslatorio se identifica con la velocidad de avance de la masa aérea fría: unos 10 m/sec, igual a 36 km/hora. El camino que recorre oscila entre 30 y 50 km; en casos excepcionales llega, sin embargo, a 500 km.

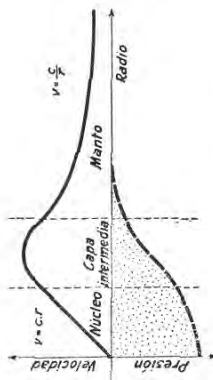


Fig. 283. — Velocidades y presión atmosférica en las distintas partes de las perturbaciones atmosféricas.

En la figura 283 representamos la velocidad giratoria del tornado, en relación con el distanciamiento del centro.

El núcleo gira como un cuerpo sólido, con una velocidad proporcional a la distancia; el manto, con una velocidad decreciente, inversamente proporcional a esta distancia. La gran velocidad en la capa intermedia, que puede llegar a 100 m/sec, y la baja presión atmosférica en su centro son los dos factores que hacen peligroso y dañino el tornado. Su poder es suficiente para arrancar árboles de cuajo, derribar casas y transportar objetos pesados a grandes distancias.

El país más castigado por los tornados es Norteamérica, donde se registran término medio 150 cada año. También en la Argentina se producen, si bien con menos frecuencia y menor poder, durante la estación de verano, y en horas de mucho calor, en regiones secas, al irrumpir el viento pampero. Por un tornado fué destruido, el 22 de noviembre de 1951, el Observatorio Geofísico de Pilar, cerca de Córdoba.

CICLONES. Perturbaciones atmosféricas de gran magnitud y efecto deplorable son los *ciclones*. Su lugar de nacimiento se encuentra en regiones donde la temperatura y grado de humedad del aire son elevados, y donde soplan vientos turbulentos de distintas direcciones y con variada fuerza. Estas condiciones están cumplidas en la región tropical, especialmente en la zona de las "calmas tropicales", con excepción de una angosta faja cercana al ecuador mismo, en que la influencia del giro de la Tierra en la dirección del viento es nula, y donde, en consecuencia, no puede formarse remolino alguno.

En la plenitud de su desarrollo, el ciclón alcanza un diámetro de 500 a 1000 km; es, pues, 50 a 100 veces más ancho que alto. Las corrientes aéreas entran en órbitas casi circulares a su centro, aunque sin alcanzarlo, con una velocidad que puede llegar a 50 m/sec (fig. 283). Su velocidad de traslado es la de las corrientes aéreas que lo albergan, que algunas veces es sólo de 5 km/hora, y otras, de 70. Es notable la baja de la presión atmosférica en su centro, que puede llegar a 50 mm Hg. Las corrientes ascendentes que tienen su máxima velocidad en la capa intermedia del

ciclón elevan aire caliente y húmedo, que al enfriarse adiabáticamente origina un anillo de nubes espesas, de las cuales suele llover en forma intensa. El centro del ciclón, "the eye of the storm", que suele tener un diámetro de 15 a 30 km, debido a las corrientes descendentes acusa poca o ninguna nubosidad. A través del mismo, muchas veces reduce el ciclo. Este aclarar, junto con la rápida disminución del viento, que llega a la calma total en el centro del ciclón, representa un momento de alivio para las embarcaciones que lo atraviesan, condenadas a soportar nuevamente las peripecias de la travesía, esta vez en sentido contrario.

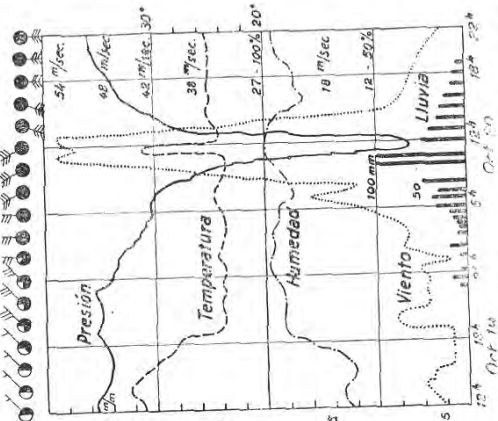


Fig. 284. — Elementos meteorológicos observados durante el paso de un ciclón por Manila, entre el 19 y 20 de octubre de 1882.

En la figura 284 están representados los elementos meteorológicos observados durante el paso de un ciclón por Manila, entre los días 19 y 20 de octubre de 1882.

Desde luego, las corrientes aéreas arrastran consigo a las aguas superficiales del mar. La consecuencia es una acumulación de agua, en el centro del ciclón, que puede llegar a 14 m de altura. Cuando esta marca alcanza la costa, puede ocasionar un verdadero desastre. Uno de los mayores de que se tiene memoria ocurrió el 31 de octubre de 1876 en el delta de los ríos Ganges y Brahmaputra, en el brazo Megna, que costó la vida de 200 000 seres humanos.

Los ciclones son formaciones marinas. Nacen en las partes orientales de los tres océanos, cerca del ecuador. Al principio su movimiento es dirigido hacia el oeste, con tendencia cada vez más acentuada a apartarse del ecuador y a penetrar en las corrientes aéreas que dominan en las regiones templadas, dirigidas hacia el naciente. Su trayectoria, por lo común, se asemeja a una inmensa parábola, con su punto de inflexión sobre el paralelo 30 en el hemisferio boreal, y sobre el 22 en el hemisferio austral.

Los ciclones formados en el Pacífico al este de las islas Filipinas, y que afectan al mar de la China y al mar Ananillo, se llaman *tilones*; los formados en el océano Índico, y que afectan al mar de Arabia y al golfo de Bengala, se denominan *ciclones*, y los formados en las Indias occidentales, y que afectan al mar Caribe, el golfo de México y el atlántico occidental, *huracanes de las Indias occidentales*. En el hemisferio sur se forman ciclones al este del continente australiano, llamados *huracanes del Pacífico austral*, y al este de la isla de Madagascar, llamados *huracanes de Mauritius*. El Atlántico austral está libre de ciclones. El hecho de que la "zona de las calmas ecuatoriales" se encuentra, durante todo el año, en el hemisferio boreal, impide su formación. La estación más propicia para su formación es el verano del respectivo hemisferio.

TORMENTAS Y CAMBIOS DEL TIEMPO

A) GENERALIDADES

245. Nacimiento de una tormenta. — Al describir la formación de los diversos "anillos de circulación" no se tuvo en cuenta la humedad que suele contener el aire. Ésta tiene mucha importancia en los movimientos verticales. Como se sabe, cuando el aire se eleva se enfría, perdiendo capacidad para sostener todo el vapor de agua que hay en su seno. Una parte de éste tiene que ser eliminado. Los fenómenos que esta eliminación origina alcanzan a veces tal intensidad, que corresponden a darles un nombre propio: *tormentas*.

El momento propicio para la formación de la tormenta es aquel en que se cierra el anillo de circulación, o sea cuando el aire frío invade una región calentada, elevando del suelo el aire que lo cubre (fig. 269). Pero no toda invasión puede ocasionar tormenta. Ésta, sólo se puede producir cuando el aire que cubre el suelo es muy caliente y húmedo, y por eso mismo liviano, y cuando este aire puesto en movimiento es "exprimido" del ambiente, de manera que encuentra su nuevo nivel de equilibrio a gran altura.

A lo expuesto en el § 116, "Estados de equilibrio de la atmósfera", se puede agregar lo siguiente: El aire invasor, frío y pesado, desde luego, separa el aire caliente y liviano del suelo y lo eleva, poniéndolo de esta manera "en movimiento". Que este movimiento pueda seguir o no, depende de las condiciones de estabilidad de las capas aéreas superpuestas, determinadas, a su vez, por el descenso de temperatura en ellas.

Si ese descenso es "menor" de 1° por cada 100 m, el aire elevado que se ha enfriado 1° resulta demasiado pesado para proseguir la ascensión. La elevación es pasiva, y sólo dura mientras prosigue el aumento de la altura de la masa aérea fría invasora. Este fenómeno se comprueba en muchos "cambios de tiempo".

Al contrario, si el descenso es "mayor" de 1° por cada 100 m, el aire elevado, enfriado sólo 1° , es más caliente y, por consiguiente, más liviano que el aire del ambiente, por lo cual es "exprimido" del mismo. La elevación prosigue por sus propios medios, en forma activa, hasta llegar a la altura en que la temperatura

del ambiente es nuevamente igual a la que el aire ha adquirido durante el ascenso. Llámase esta altura *nivel de equilibrio*.

Para los fenómenos higróscopos que acompañan a la elevación, resulta de mucha importancia la altura del nivel de equilibrio con respecto a la altura del nivel de condensación, en que la temperatura del aire ascendido ha bajado hasta su punto de rocío.

Si, como lo suponemos en la figura 285, la masa aérea ha alcanzado su nivel de equilibrio antes de alcanzar su "punto de rocío", no sucede nada particular. La presencia del vapor de agua no se nota; el aire conserva su transparencia. No hay condensación, ni tampoco formación de nubes.

Si, por lo contrario, como lo suponemos en la figura 286, el aire llega a su "punto de rocío" antes de alcanzar el nivel de equilibrio, se

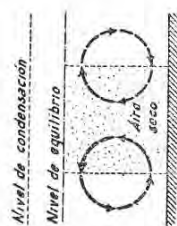


Fig. 285. — Equilibrio estable. Elevación pasiva del aire que no ha alcanzado el nivel de condensación.

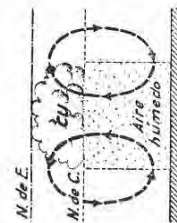


Fig. 286. — Equilibrio condicional. La elevación sobrepasa el nivel de condensación: formación de nube cúmulus.

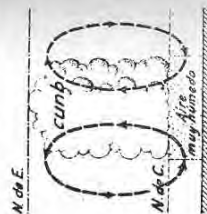


Fig. 287. — Equilibrio lábil. Nivel de condensación bajo, nivel de equilibrio alto; formación de una nube de tormenta.

produce un exceso de vapor de agua que tiene que ser eliminado, condensándose alrededor de las partículas sólidas existentes y formando gotitas de agua. El aire pierde su transparencia. Se forma una nube cúmulus.

Cuando el aire que se eleva es muy caliente y muy húmedo, como lo suponemos en la figura 287, el nivel de condensación se encuentra muy bajo, y el nivel de equilibrio, muy alto. En estas condiciones, la nube formada es potente, espesa y de gran altura; una verdadera *nube de tormenta*, llamada *cúmulus nimbus*.

NOTA: Un cuadro de corrientes aéreas más completo que el señalado esquemáticamente en estas figuras se encuentra en la figura 261. El mismo puede ser aplicado también para las figuras que siguen.

La transformación de esta nube en una verdadera *tormenta* se produce de la siguiente manera:

En la altura a que suele llegar la cabeza de una nube de tormenta —unos 6 km—, los rayos solares son fuertes, el calentamiento de la nube

intenso, y por consiguiente, intensa también la evaporación. Los núcleos de condensación que existen en esta región son conjuntos moleculares de sales marinas, y como tales, higróscopos. Debido a la baja temperatura reinante, la adhesión del vapor de agua a estos conjuntos se efectúa por el proceso de sublimación, formando pequeños cristales de hielo, igualmente higróscopos. Basta una humedad relativa del ambiente de un 50 a 60 % para que el vapor de agua evaporado por la nube sea atrapado por estos cristales, formando con ellos entes ya mayores, llamados *cristales de nieve*. Este proceso suele ser muy intenso, dando la sensación de que hubiera ocurrido una "explosión" en la nube de tormenta. La infinidad de cristales de nieve así creados forman una masa nubosa encima de la nube de tormenta, llamada *yunque* (fig. 288).

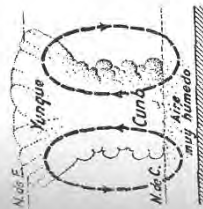


Fig. 288. — Formación de una masa cúmulus, llamada "yunque", encima de la nube de tormenta.

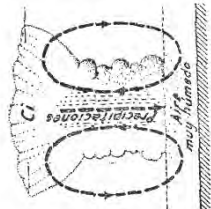


Fig. 289. — Tormenta incipiente; la lluvia no llega todavía al suelo.

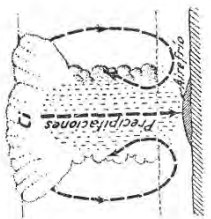


Fig. 290. — La lluvia alcanza al suelo. Formación de un colchón de aire frío debajo de la tormenta.

La velocidad ascensional del aire en el nivel de equilibrio es cero. Por consiguiente, los cristales de nieve recién formados inician su caída a esta altura, creciendo durante la misma, por el proceso de "coagulación". Pasada la isoterma de -22° , alcanzan la capa de gotitas sobrefusionadas, donde su crecimiento se intensifica, transformándose primero en gránulo, y luego en piedra. Atravesada la isoterma de 0° , la piedra penetra en la zona de licuación, fundiéndose durante la caída, a medida que atraviesa capas aéreas bajas, calientes (véase § 141 y fig. 141). Cuando los primeros granos de hielo o gotas de agua alcanzan la superficie de la tierra, puede decirse que *nació la tormenta* (fig. 289).

246. Crecimiento de la tormenta. — Por la sola presencia de la "nube de tormenta", el calentamiento de la tierra ya no es más tan intenso como antes, por lo cual disminuye algo la velocidad ascensional del aire, facilitándose de esta manera la caída de los granos de hielo y de las gotas de agua en la parte central de la nube. Estos productos de condensación, formados a gran altura, son muy fríos. En consecuencia,

durante su caída enfrían el aire que atraviesan, quitándole poder ascensional y arrastrando consigo parte del mismo. De este modo, en el centro de la nube se forma una corriente aérea descendente, que llega hasta la superficie de la tierra. Esta corriente es relativamente fría. Al mismo tiempo, la lluvia y el granizo que alcanzan el suelo enfrían éste, contribuyendo, también ellos, a la formación de un *cólon de aire frío debajo de la tormenta* (fig. 290).

Para facilitar la representación del conjunto de fenómenos que se producen en una tormenta, desde este momento haremos figurar sólo las corrientes de mayor importancia.

Esta masa fría tiene tendencia a desparramarse por la superficie. A todo lugar que alcance, le quita calor. Además, al elevar el aire ca-

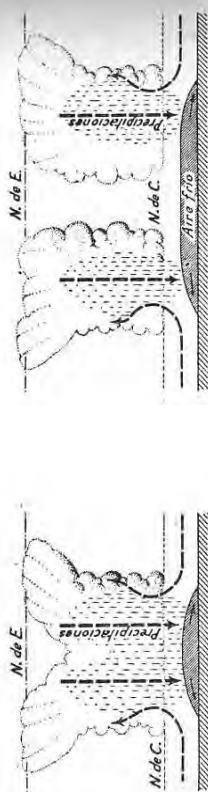


FIG. 291. — Ensanchamiento del aire frío por el suelo.

liente y húmedo del suelo, aleja las corrientes ascendentes del centro de la tormenta. Este proceso es reforzado por las precipitaciones. De este modo, las corrientes descendentes desplazan a las corrientes ascendentes hacia los bordes de la tormenta. Siendo éstas las sostenedoras del proceso de condensación, y por intermedio de éste las causantes de las precipitaciones, se comprende que el anillo de las lluvias se aleja cada vez más y más del centro de la formación. La tormenta se ensancha en forma radial, mientras las condiciones atmosféricas y topográficas de los alrededores conservan su uniformidad (fig. 291).

Debido a las precipitaciones que se producen en el centro de la tormenta, la masa nubosa de la misma se debilita progresivamente. Llega así el momento en que se abre un claro en el centro de la tormenta que crece, a medida que ésta se ensancha. Este proceso es apoyado eficazmente por el derrame del aire frío, que sigue separando más y más el aire caliente y húmedo del suelo, impulsándolo a elevarse y a participar en esta formación (fig. 292).

Por supuesto, el elemento vital para el crecimiento de la tormen-

ta es la *humedad* de las masas aéreas participantes. Pero ésta no es uniforme por toda la tierra. Por esta razón, la rama de la tormenta que penetra en una región húmeda encuentra un ambiente favorable para su crecimiento, mientras que la rama que avanza hacia una región seca se enfrenta con condiciones adversas. Aquella crece en intensidad; ésta se debilita, hasta que por último se extingue (fig. 293).

Factor importante para el crecimiento y propagación de la tormenta es también el *viento de altura*. En el ambiente geográfico argentino-uruguayo, este viento está dirigido hacia ENE, por lo

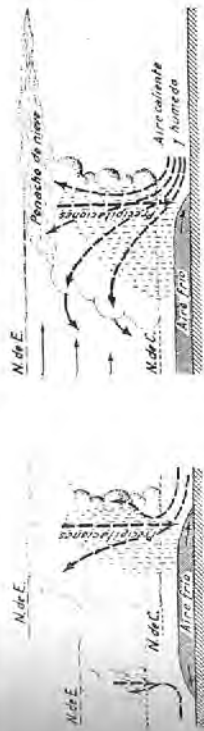


FIG. 293. — El ambiente básico favorece el crecimiento de la tormenta; el ambiente seco lo dificulta.

FIG. 294. — Tormenta en plenitud de su desarrollo. El viento de altura estira el yunque en un "penacho de nieve".

cual toda tormenta, una vez formada, es empujada en esa dirección. Las nubes de *nieve*, formadas sobre la cabeza de la tormenta, son las primeras en ser arrastradas por este viento, formando el *penacho de nieve* que, cual una *panalla*, precede a la tormenta, señalando su probable dirección (fig. 294).

247. Tormenta en plenitud de desarrollo. — La tormenta suele alcanzar su máxima potencialidad unas seis horas después de su formación, con las siguientes características:

Por la superficie de la tierra avanza una pequeña masa aérea fría, en continua renovación, que eleva el aire caliente y húmedo que encuentra en su camino. Este aire, una vez en movimiento, prosigue la elevación por sus propios medios, hasta que alcanza su "nivel de equilibrio".

Debido a la disminución de la temperatura que se opera en el aire en elevación, pronto es alcanzado el "punto de rocío". Sobrepassado éste se produce un exceso de vapor de agua, que es eliminado por los procesos de condensación y de sublimación. Formación de grandes nubes primero, y precipitaciones de toda clase más adelante, son sus naturales consecuencias.

El granizo y la lluvia que caen de la tormenta enfrían el aire que atraviesan y el suelo sobre el cual se precipitan. De este modo se re-

nueva sin interrupción la capa de aire frío que se mueve por la superficie de la tierra. Su llegada se percibe como un fuerte "golpe de viento". El termómetro acusa en el mismo momento un sensible descenso de la temperatura, y el barómetro una elevación de la presión atmosférica.

En la figura 295 se encuentra el registro de los tres elementos meteorológicos principales, con las variaciones acusadas durante la gran tormenta producida en los alrededores de Córdoba el 23 de diciembre de 1933, en la que cayeron piedras de 8 cm de diámetro. Para hacer resaltar el descenso de la temperatura y el aumento de la humedad relativa durante la tormenta, la variación "probable" no perturbada está señalada con líneas a trazos. El análisis de las particularidades de estos registros son problemas de "micrometeorología", y por lo tanto se encuentran más allá de las finalidades de este texto.

La tormenta, en la plenitud de su desarrollo, representa de este modo una potente "convulsión atmosférica", durante la cual se opera una *inversión de las masas aéreas*. La masa que ocupa la superficie es separada del suelo y elevada, mientras que su lugar es ocupado por las masas que se encontraban en la altura. El proceso va acompañado de formación de nubes y precipitaciones, y por descargas eléctricas que se manifiestan por relámpagos, seguidos de fuertes truenos. Los elementos meteorológicos experimentan mientras tanto un sensible cambio en su intensidad, si bien pasajero. Los efectos de la tormenta suelen desaparecer en pocas horas. Por esto mismo, la tormenta puede repetirse durante un mismo día, como se puede observar en primavera.

248. Debilitamiento y extinción de la tormenta. — Durante la plenitud de desarrollo de una tormenta, el nivel de condensación se encuentra muy bajo, y el nivel de equilibrio, lo más alto posible. En este estado, la nube de tormenta es potente, intensas las corrientes verticales y abundantes las precipitaciones. Por esta razón, todo aquello que produce una elevación del nivel de condensación y un rebajamiento del nivel de equilibrio debilita

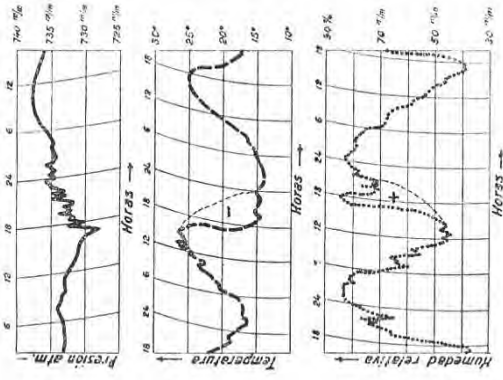


Fig. 295. — Registro de los principales elementos meteorológicos durante la gran tormenta del 23 de diciembre de 1933 en los alrededores de Córdoba.

la tormenta. Cuando los dos niveles llegan a coincidir, la tormenta se *extingue*. No hay más formación de nubes, ni tampoco precipitaciones. Desaparece la capa de aire frío que ponía en movimiento las masas aéreas caldeadas (figs. 296 y 297).

La elevación del nivel de condensación es originada por la "disminución" del grado de humedad del aire que alimenta a la tormenta. Por esta razón, si una tormenta se propaga por una región más seca, se debilita progresivamente, y por último se extingue.

El descenso del nivel de equilibrio es producido por la "baja" de la temperatura del aire que nutre a la tormenta. Cuanto más baja es esa temperatura, más rápidamente alcanza el aire su nivel de equilibrio si es separado del suelo. La intensidad de la tormenta decrece, por consiguiente, paralelamente con la temperatura del aire en el suelo. Con el descenso de ésta, la tormenta se debilita, y por último se extingue.

Verdaderas "barreras", que durante el día se oponen al avance de la tormenta, son los bosques, grandes ríos, lagos y mares, porque el aire que los cubre es fresco. Pero, como veremos más adelante, estas regiones "producen" también tormentas. De ellas proviene en ciertos casos la masa aérea fría que separa al aire caliente y húmedo del suelo y lo impulsa a elevarse.

Existe mucha semejanza entre las tormentas y los incendios del campo, especialmente en lo que se refiere a las corrientes aéreas. Si se prende fuego a un campo en tiempo calmo, el incendio se propaga en todas direcciones; igual ocurre con una tormenta en un ambiente propicio, uniforme. El incendio se apaga donde termina el pasto seco, que desempeña el papel de combustible; igualmente, una tormenta se extingue donde no existe más aire caliente y húmedo del cual nutrirse. El incendio se propaga en la dirección en que sopla el viento; la tormenta es arrasada por el viento de altura. Lugares que carecen de pasto seco atajan el incendio; lugares que carecen de aire caliente y húmedo atajan las tormentas.

249. La "turbonada". — La turbonada —en ingl.: *the squall*; en fr.: *le grain*; en it.: *il groppo*, y en al.: *die Bö*— es un término técnico muy usado en el pasado, cuando todavía no se poseía mayor conocimiento de la verdadera naturaleza de los fenómenos atmosféricos. Con él se designa el conjunto de fenómenos que se verifican cuando una masa aérea fría pasa por un determinado lugar, elevando el aire caliente y húmedo del suelo, suministrándole así el impulso necesario para su ascensión, formándose durante la elevación nubes y muchas veces también precipitaciones. Su momento culminante coincide con la llegada

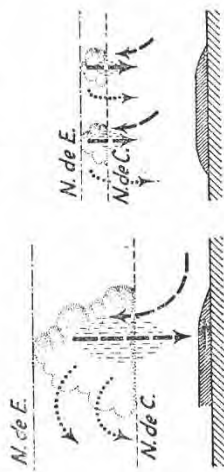


Fig. 296. — Debilitamiento de la tormenta debido a la disminución de la temperatura y grado de humedad del aire.

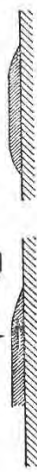


Fig. 297. — Extinción de la tormenta por falta de aire caliente y húmedo de que poder nutrirse.

del aire frío, o sea con el "golpe de viento", que nunca falta en una tormenta ni en el cambio de tiempo.

Con el término *turbonada* se designa, pues, a un conjunto de fenómenos que es común a las tormentas, al paso de un "frente frío" por algún lugar, y con ciertas limitaciones, a los cambios del tiempo. No hay tormenta sin turbonada, pero no todos los cambios del tiempo van acompañados de ella.

B) CONDICIONES PROPICIAS A LA FORMACIÓN DE LAS TORMENTAS

250. Generalidades. — Como acabamos de ver, tormenta es el conjunto de fenómenos atmosféricos que acompañan a una *inversión de masas aéreas*, durante la cual la caliente y húmeda que cubre el suelo se eleva, ocupando su lugar el aire frío que cae de lo alto o viene de los alrededores. La parte esencial de estos fenómenos la forma la elevación de la masa aérea caliente. De sus características físicas dependen los demás fenómenos que se producen: la cantidad de nubes y la intensidad de las precipitaciones y de las manifestaciones eléctricas. En consecuencia, todas las condiciones que posibilitan y favorecen esta elevación son *propicias* a la formación de la tormenta.

La elevación de una masa aérea, y lo mismo ocurre con un cuerpo cualquiera, se efectúa con tanta mayor facilidad cuanto menos pesada es y cuanto mayor es la fuerza que la realiza. El peso de una masa aérea depende de su densidad; la magnitud de la fuerza elevadora —entendiendo por tal la fuerza que trata de "exprimir" la masa aérea del ambiente alcanzado—, de la diferencia de densidades entre el aire ambiental y el aire en elevación.

Dos son, en esencia, los *factores* que determinan la mayor o menor facilidad con que se eleva una masa aérea: la densidad propia y la densidad de las capas aéreas superpuestas.

251. Influencia de la densidad propia. — La densidad del aire depende de su temperatura y grado de humedad, y de la presión atmosférica bajo la cual se encuentra. Por consiguiente, todo lo que contribuye a aumentar su temperatura y grado de humedad y a reducir la presión atmosférica disminuye su densidad, facilitando de este modo la formación de la tormenta.

Días propicios para la formación de las tormentas son, pues, los días calientes y húmedos, con baja presión atmosférica, particularmente cuando reina tiempo calmo, o sea cuando el aire calentado y húmedo no es separado del suelo por el viento.

Si las condiciones propicias para la formación de las tormentas persisten, la densidad del aire en contacto con el suelo puede disminuir tanto que llegue a ser inferior a la densidad del aire encimado. Pero esa situación **no puede durar**. El aire de la altura se precipita a tierra y desaloja al aire liviano que la cubre. Éste, puesto en marcha de esta manera, prosigue la elevación, hasta alcanzar su nuevo "nivel de equilibrio" (ver § 180).

Para que se produzca semejante vuelco de masas aéreas, el gradiente térmico tiene que superar los $3,4^\circ/100$ m. Si esta condición está cumplida, la dilatación de la masa aérea, producida por la disminución de la presión, es sobrepasada por la contracción, ocasionada por el descenso de la temperatura. El aire de la altura resulta más denso y más pesado que el aire que cubre el suelo, situación inestable en el más alto grado. De esta manera se forman, como se demostrará más adelante, las llamadas TORMENTAS DE ALTURA.

252. Influencia de la densidad del ambiente. — Si una masa aérea es llevada dentro de un ambiente "más denso" que la densidad que ella posee, es exprimida y obligada a elevarse. Y a la inversa, si ha penetrado en un ambiente "menos denso", se hunde, por exceso de peso. La densidad que tienen las capas aéreas en las distintas alturas es, por esta razón, de suma importancia para los movimientos verticales, y por ende, para la formación de las tormentas.

De los tres factores que determinan la densidad del aire, la presión atmosférica queda neutralizada durante la elevación. Si el aire ha penetrado en un ambiente de menor presión que la propia, se dilata; si ha entrado en uno de mayor presión, se contrae. El final del proceso es siempre una "igualdad de presión" en el mismo nivel. La influencia de la humedad es pequeña "mientras" no se produce condensación. Una vez iniciada la misma, el calor liberado aliviana el aire. La influencia es, pues, de orden térmico, y contribuye a aumentar la temperatura del aire. Como factor principal que determina la densidad del aire en elevación con respecto a la densidad del aire ambiental, debe considerarse, pues, el tercer factor: su temperatura.

La diferencia de densidades entre el aire ambiental y el aire en elevación se puede expresar, por las razones expuestas, simplemente por la *diferencia de sus temperaturas*.

En consecuencia, los pormenores de los movimientos verticales pueden ser expresados de la siguiente manera:

Si la temperatura de una masa aérea en elevación es *mayor* que la temperatura del ambiente alcanzado, su densidad es *menor* que la densidad del aire del medio, por lo cual es "exprimido" del mismo. La ascensión prosigue.

Si las dos temperaturas son *iguales*, también las densidades son iguales. No existe más, pues, ninguna fuerza capaz de elevar el aire, por lo cual finaliza la ascensión, después de un cierto balanceo. El nivel en que se encuentra esta igualdad es el nuevo NIVEL DE EQUILIBRIO para la masa aérea separada del suelo.

Por último, si la temperatura del aire elevado es *menor* que la temperatura del ambiente, su densidad es mayor que la densidad del aire que le rodea, por lo cual tiene que hundirse *forzosamente*. Este caso se presenta en la Naturaleza sólo accidentalmente, como consecuencia de la energía cinética de la masa en elevación, que la capacita para sobrepasar el nivel de equilibrio momentáneamente, antes de acomodarse en el mismo.

253. Previsión de los movimientos verticales. — Para poder juzgar si en determinadas condiciones atmosféricas pueden producirse movimientos verticales y cuál será su intensidad, es necesario:

- conocer la temperatura reinante en todos los niveles;
- saber qué temperatura adquirirá la masa aérea que cubre el suelo si es puesta en movimiento vertical.

Las temperaturas que reinan en determinado momento en los distintos niveles, como lo esbozaremos más adelante, pueden ser medidas. Las temperaturas que adquiere el aire puesto en movimiento vertical podrían ser calculadas, pero las conocemos ya; nos las suministran las "gráficas adiabáticas" de Herz, Neuhoff, Refsdal, Stuve y otros. Ubicadas las temperaturas medidas, por ejemplo, en la gráfica de Neuhoff, se tienen a la vista las distintas *posibilidades* que pueden ocurrir.

a) Si la poligonal que representa las temperaturas reinantes en las distintas alturas se encuentra "a la derecha" de las temperaturas que la masa aérea, separada del suelo, adquiere progresivamente durante la elevación, **no pueden** producirse movimientos verticales, y por consiguiente, tampoco tormenta. La atmósfera se encuentra en un estado de equilibrio estable (fig. 110 a).

b) Si la poligonal mencionada se encuentra "a la izquierda" de estas temperaturas, **sí pueden** producirse movimientos verticales, y por esta razón, también tormenta. La atmósfera se encuentra, en este caso, en un estado de equilibrio inestable. Falta sólo un "impulso" para que se inicie el movimiento y prosiga, hasta alcanzar el nuevo nivel de equilibrio (fig. 110 b).

c) La iniciación del proceso de condensación complica algo estas relaciones, porque el calor libertado aliviana la masa aérea, con lo cual aumenta la diferencia de densidades, como también la diferencia de temperaturas entre el aire ambiental y el aire en elevación, y con esto la fuerza de expulsión. Por esta razón puede darse el caso de que las condiciones atmosféricas acusen un estado de equilibrio "estable" para la elevación de una masa aérea hasta una cierta altura, llamada NIVEL NEUTRO, e "inestable" arriba del mismo. Este estado se llama equilibrio condicional (fig. 110 c).

Este caso se presenta frecuentemente en las "tormentas frontales", particularmente en las TORMENTAS EN EL FRENTE DEL PAMPERO. La elevación del aire caliente

y un tanto húmedo que cubre el suelo, efectuada por el aire frío polar invasor, al principio del encuentro es comúnmente "pasiva". Sólo después de superar el nivel de condensación y alcanzar el nivel neutro se transforma en "activa" y sigue como tal, hasta alcanzar su nuevo nivel de equilibrio.

d) En algunas ocasiones, la poligonal de las temperaturas observadas cruza tres o más veces la representativa de las temperaturas que la masa aérea en ascenso adquiere. Esto sucede cuando existen varias masas aéreas superpuestas, separadas por "inversiones". En estos casos puede haber capas aéreas "estables", como también "inestables", en diferentes alturas sobre el mismo lugar. Las capas aéreas inestables son las más indicadas para la formación de nubes y las precipitaciones de pequeña cuantía (fig. 298).

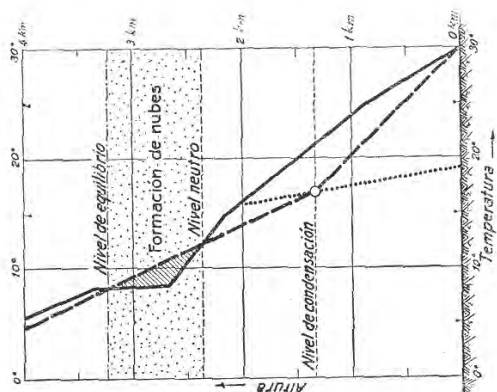


Fig. 298. — Capas inestables en la altura favorecen la formación de nubes.

254. Pronóstico de tormentas. — Conociendo la temperatura del aire, su grado de humedad y la presión atmosférica reinante, tanto en la superficie de la tierra como en las distintas alturas, como acabamos de exponerlo, es posible deducir **si pueden** producirse movimientos verticales o, en último término, **formación de tormentas**, y la probable intensidad de ellas.

Tiene mucha importancia, desde luego, el poder hacer esta deducción ya con horas de anticipación a la iniciación del fenómeno. También esto es posible, teniendo en cuenta la "marcha diurna" de los elementos meteorológicos, indicando, apoyándose en ella, cuántas horas pasarán hasta que los elementos temperatura y humedad alcancen los valores requeridos para la iniciación de la inversión de las masas aéreas. Queda subsistente, sin embargo, un *elemento de inseguridad*: cuándo y de dónde provendrá el "impulso" necesario. El conocimiento de las particularidades topográficas, meteorológicas y climatológicas de la región suministran valiosos índices al respecto, pero no dan seguridad. Sólo "después" de haberse declarado una tormenta es posible prever, apoyándose en la dirección y velocidad de su crecimiento y traslado, la hora en que afectará a otros lugares.

Sin el conocimiento de las condiciones atmosféricas reinantes en las distintas alturas, el pronóstico sobre tormentas es inseguro, lo poco que se puede decir a este respecto, es lo siguiente:

a) Cuanto más aumenta la *temperatura* y la *humedad* de la capa aérea en contacto con el suelo, menor resulta su densidad y mayor su inestabilidad, por lo cual crece la posibilidad y también la probabilidad de que se produzca un vuelco de masas aéreas, y que con ello se declare una tormenta.

Un aumento de la temperatura va acompañado de una elevación de su nivel de equilibrio (fig. 299), y el aumento de su grado de humedad, de un descenso de su nivel de condensación y elevación de su nivel de equilibrio (fig. 300). Si

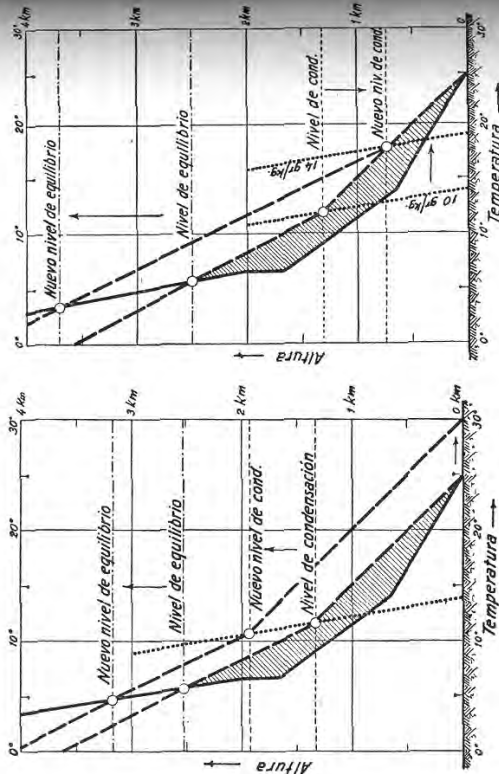


Fig. 299. — El aumento de la temperatura del aire en el suelo eleva los niveles de condensación y de equilibrio.

Fig. 300. — El aumento de la humedad del aire en el suelo baja el nivel de condensación y eleva el nivel de equilibrio.

incrementa la temperatura y el grado de humedad a la vez, significa que la nube que se formará será potente y la tormenta intensa (fig. 301).

La disminución de la temperatura y de la humedad del aire en contacto con el suelo es de efectos contrarios. Si descienden estos dos elementos, la tormenta se hace cada vez menos probable, y finalmente imposible. Por esto, el enfriamiento progresivo del aire durante la noche debilita las tormentas y por fin las extingue. Las regiones desérticas con su aire seco, y los grandes ríos, lagos y mares

con su aire fresco durante el día, son muros de contención para ellas.

b) El viento es un factor negativo, porque dificulta la formación de una capa aérea muy caliente e inestable por la superficie de la tierra, haciendo poco probable la elevación de la misma. A la inversa: la calma facilita la formación de las tormentas.

c) La aparición de ciertas nubes en el cielo es señal de próximo desencadenamiento de una tormenta.

Nubes cúmulus en rápida formación e impetuosa elevación por encima de los cerros son precursoras de "tormentas seranas".

Nubes altocúmulus y altostratus castellatus y floccus son avisadoras infalibles de "tormentas de altura".

Cirrocúmulus semejantes a pelotillas de algodón, como también los altostratus y altocúmulus, son precursoras de tormentas en general.

Grandes nubes cúmulus y cumulonimbos, entrecortados con stratus y altostratus, son avisadoras de la aproximación de una masa aérea fría polar, o sea de un pronto "cambio de tiempo", con una tormenta en el frente del viento pampero.

Al describir más adelante las particularidades de las diversas clases de tormentas, quedarán aclaradas estas relaciones.

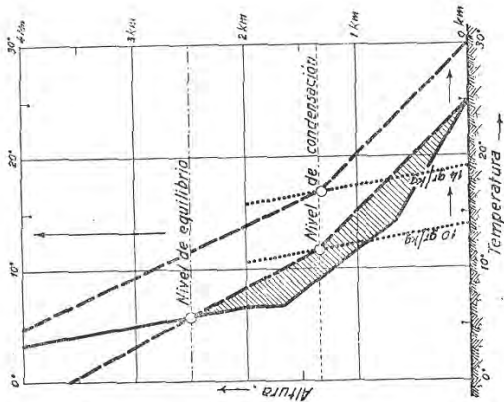


Fig. 301. — El aumento simultáneo de la temperatura y de la humedad del aire en el suelo eleva considerablemente el nivel de equilibrio.

C) CLASIFICACIÓN DE LAS TORMENTAS

255. Clasificación según la procedencia del aire frío. — Todas las tormentas son "iguales entre sí", cuando han alcanzado la plenitud de su desarrollo. Por consiguiente, para clasificarlas es menester recurrir a las características de su formación.

Una clasificación sencilla se obtiene si se individualiza a las tormentas según la procedencia de la masa aérea fría que eleva el aire caliente y húmedo del suelo.

Si esta masa proviene de alguna serranía cercana, estamos ante una tormenta serrana; si proviene de los grandes ríos, lagos o del mar, frente a una tormenta

ta costanera; si ha caído de lo alto de la atmósfera, frente a una tormenta de altura, y si proviene de los alrededores inmediatos, atraída por el exceso de calentamiento del lugar, frente a una tormenta de calor. Por fin, si la tormenta se ha formado frente a una gran masa aérea fría invasora, o en el frente de una masa aérea caliente, en rápido movimiento por la superficie de la tierra, hablamos de tormentas frontales.

Las clases de tormentas, en consecuencia, son:

- a) tormentas serranas;
- b) tormentas costaneras;
- c) tormentas de calor;
- d) tormentas de altura;
- e) tormentas frontales.

256. Clasificación con relación a los "anillos de circulación".—La circunstancia de que el "cierre" de un anillo de circulación, por medio de la penetración de aire frío hacia el lugar calentado, puede dar motivo a la formación de una tormenta, no solamente permite clasificar las tormentas según el anillo de circulación a que pertenecen, sino también indicar los distintos tipos que pueden presentarse.

- a) Si las condiciones atmosféricas son propicias, el cierre de una circulación orográfica produce una tormenta serrana. La brisa de montaña origina el "tipo nocturno", y la brisa de valle, el "tipo diurno" de ella.
- b) La circulación costanera, que se verifica por las orillas de los grandes ríos y lagos y por las costas de los mares, produce las tormentas costaneras; la brisa de mar, las de "tipo diurno", y la brisa de tierra, las de "tipo nocturno".
- c) La circulación entre regiones desigualesmente calentadas, de la cual la "convexión vertical" es la rama ascendente, origina las tormentas que se forman sobre una región muy calentada y cubierta por aire húmedo, llamadas tormentas de calor. De ellas sólo se observa el "tipo diurno".
- d) Análogos anillos de circulación, como entre las regiones frías y calientes de la superficie de la tierra, pueden formarse también sobre las nubes, dando motivo a la "inversión de masas aéreas". Esta inversión puede afectar también a la masa aérea que cubre el suelo, si su estado de equilibrio lo permite. Llamamos a estas tormentas que nacen en lo alto, sobre las nubes, tormentas de altura. En esta clase de tormenta prevalece el "tipo diurno". La noche no favorece su formación.
- e) La circulación entre regiones de alta y baja presión atmosférica —que, como hoy se sabe, no se efectúa en

forma continua, sino más bien discontinua, ya que existe una marcada subdivisión de la gran masa aérea que participa en la misma— produce asimismo tormentas. Éstas se forman en las "superficies frontales" de las masas aéreas que avanzan por la superficie de la tierra. Tormentas de esta clase se llaman tormentas frontales.

Existen tres tipos de esta clase: tormentas del "frente frío", tormentas del "frente caliente" y tormentas del "frente del pampero". Estas últimas son de excepcional importancia en nuestro medio geográfico.

f) Aun la circulación atmosférica general entre el ecuador y los polos origina tormentas, pero sólo en la región tropical; "tormentas costaneras" por las costas de los mares, y "tormentas de calor" y de "altura" en el interior de los continentes.

A pesar de que esta circulación es también la causante de la gran nubosidad y pluviosidad de las regiones subpolares, la acentuada estabilidad de sus masas aéreas no permite la formación de tormentas.

g) Algo análogo es la influencia de la circulación continental-marítima. El "monzón de verano" facilita sobremedura la formación de tormentas sobre los continentes, porque las inunda con aire húmedo del mar, que al calentarse por intermedio del suelo fácilmente adquiere inestabilidad. El "monzón de invierno", a la inversa, favorece la formación de tormentas sobre los mares, porque el aire frío con que los inunda eleva el aire caliente y húmedo que los cubre. Tormentas costaneras son los principales resultados de esta circulación.

D) DESCRIPCIÓN DE LAS TORMENTAS

257. Tormentas serranas.—Con la altura disminuye la densidad del aire. Por esta razón las cumbres de las montañas están rodeadas de aire poco denso, que es atravesado por los rayos solares sin gran pérdida. También la vegetación disminuye con la altura. Cada vez aflora más la roca, que tiene calor específico pequeño. Como consecuencia, durante el día el aire que cubre las cumbres y las laderas se calienta mucho más que el aire que llena los valles; pero también se enfría más durante la noche. Por esta razón, el aire en contacto con el suelo tiene tendencia a fluir hacia abajo durante la noche, y hacia arriba durante el día; son las corrientes conocidas con los nombres de brisa de montaña y brisa de valle.

Si la brisa de montaña, durante su descenso por el valle, encuentra aire caliente y húmedo, en equilibrio "lábil", al separarlo del suelo le suministra un impulso que lo capacita para elevarse por sus propios medios, en busca de su nuevo nivel de equilibrio en la altura. Debido al enfriamiento que se produce durante la elevación, pronto es alcanzado el punto de rocío, iniciándose inmediatamente la

condensación del vapor de agua sobrante, y con ello la formación de una masa nubosa. Cae la primera lluvia, y con ella nace la tormenta. Desde este momento la formación incipiente se emancipa de la brisa de montaña; ella misma forma la masa aérea fría que necesita para su crecimiento. No pasa mucho tiempo hasta que alcanza su máxima intensidad. Una *tormenta serrana*, de tipo nocturno, baja por los valles cuando y hasta donde las condiciones atmosféricas lo permiten.

La forma en que una brisa de valle puede dar motivo a la formación de una tormenta es ya un proceso más complicado.

La brisa de valle se inicia en las cumbres de las montañas, y se intensifica a medida que progresa el calentamiento del suelo. Por esta causa el aire que se eleva sobrepasa pronto las cumbres, y si contiene suficiente humedad, también el nivel de condensación. No tarda en formarse la primera nube, y cuando ésta, nutrida por aire cada vez más húmedo que se eleva del valle, alcanza una potencialidad suficiente, en caer el primer chaparrón. El resultado es la formación de una masa aérea fría debajo de la tormenta, que, debido a su peso, fluye hacia los bajos del terreno, elevando del suelo el aire caliente y húmedo que encuentra en su camino. Si el estado de equilibrio de este aire es "lábil", la elevación prosigue, formándose gruesas nubes y cayendo fuertes precipitaciones. Se ha desencadenado una *tormenta serrana* de tipo diurno, que baja por los valles cuando y hasta donde las condiciones atmosféricas lo permiten.

En regiones serranas, el grado de humedad del aire que cubre el suelo suele ser diferente en las distintas direcciones; diferente es también su grado de estabilidad, y por consiguiente, distintas las alturas de los niveles de condensación y de equilibrio. Por estas razones, la propagación y el crecimiento de las tormentas serranas son asimétricos. El viento de altura acentúa más esta característica suya, al arrastrarlas, en nuestro ambiente geográfico, en dirección NEE, hasta que el empeoramiento de las condiciones del medio ponen fin a su existencia.

Los principales focos de formación de esta clase de tormentas son las serranías de Tucumán, Salta y Jujuy, Córdoba y San Luis, las estribaciones de los Andes, las sierras de la Ventana y de Tandil, como asimismo las cuchillas del Uruguay y de Río Grande do Sul.

En las figuras 302 a 313 representamos el nacimiento, evolución y fin de esta clase de tormentas, a intervalos de dos horas, tal como puede observarse en un día tormentoso de verano.

258. Tormentas costaneras. — La diferencia de calor específico que existe entre la tierra y el agua hace que durante un día de calor el aire se caliente más encima de las costas que sobre los grandes ríos, lagos y mares. Cuando la "diferencia de densidades" de las

masas aéreas, y por consiguiente también la "diferencia de presiones" que ellas ejercen, llega a una magnitud tal que puede poner en movimiento las capas aéreas que cubren el suelo, y al mismo tiempo vencer la resistencia que ofrece el rozamiento y la turbulencia del movimiento, se inicia la brisa de mar, de lago o de río, en forma de un derrame del aire frío por las costas. Si el aire caliente y húmedo que cubre éstas se encuentra en estado "lábil", al ser separado del suelo prosigue la ascensión, hasta encontrar su nuevo nivel de equilibrio. Una rápida formación de nubes, seguida de fuertes precipitaciones, son sus consecuencias. Así nace una *tormenta costanera* de tipo diurno. La nueva formación se emancipa pronto del lugar de su nacimiento, internándose cada vez más y más tierra adentro. La penetración prosigue mientras subsistan las condiciones que favorecen su propagación.

Sobre el nacimiento, evolución y fin de este tipo de tormenta ilustran las figuras 314 a 319.

Durante la noche, el proceso de formación se invierte. En su transcurso, la tierra se enfría más que el agua. El aire frío se encuentra ahora en la costa, mientras que el aire caliente cubre los ríos, lagos y mares. Si el aire frío consigue ponerse en movimiento, en forma de brisa de tierra, eleva de la superficie el aire caliente y húmedo que encuentra en su camino. Este impulso puede ser suficiente para poner en marcha ascendente la masa aérea afectada. Rápida formación de nubes y de precipitaciones son sus consecuencias. Así nace una *tormenta costanera* de tipo nocturno.

Debido a la ausencia de calor solar, las tormentas nocturnas son menos frecuentes que las diurnas. Éstas se desencadenan con una potencialidad llamativa por las costas marítimas de la región tropical. En nuestro ambiente son frecuentes en las riberas argentinas del río de la Plata y en los grandes ríos del litoral. En el interior, su formación es conocida en las playas de la laguna Bebedero, en la provincia de San Luis. Son poco frecuentes en las costas del Atlántico sur, ya que los vientos dominantes, que soplan mar adentro, no favorecen su formación. De este factor negativo están exentas las costas uruguayas y brasileñas.

259. Tormentas de calor. — La superficie de la Tierra está compuesta de materias de muy distinto calor específico, por lo cual el calentamiento del aire en contacto con el suelo es desigual. En un día calmo puede darse el caso de que el aire que cubre el suelo en una determinada región se caliente tanto que resulte "más liviano" que el aire encimado, situación que **no puede** durar. El aire pesado cae a la tierra y desaloja al aire liviano. Éste, puesto en marcha, asciende rápidamente, en busca de un nuevo nivel de equilibrio, en concordancia con su densidad. Seméjante *vuelco de masas aéreas*, consistente en un "cambio de posición", se inicia cuando el gradiente térmico llega a ser superior a $-3,4^{\circ}/100$ m.

Mientras las masas aéreas que participan en este vuelco son pequeñas, con nivel de equilibrio a poca altura, no sucede nada particular. Pero cuando son voluminosas, muy calientes y húmedas, de manera que para ellas el nivel de condensación se encuentra muy bajo y el nivel de equilibrio muy alto, se forma una gran masa nubosa. Fuertes precipitaciones e intensas descargas eléctricas suelen acompañar a este suceso. Se ha formado una *tormenta de calor*.

Con tiempo calmo y un ambiente termohigro uniforme, en la primera etapa de su formación una tormenta de esta clase crece uniformemente en todas direcciones. Pero más adelante, también ella adquiere forma asimétrica, debido al arrastre que ejerce el "viento de altura". Mientras su avance se efectúa a través de un ambiente favorable, cubierto por aire caliente y húmedo e "inestable", está llena de vida. Pero se debilita cuando principian a desmejorar estas condiciones, especialmente cuando choca contra masas aéreas "estables", formadas en las horas avanzadas del día o situadas encima de los grandes ríos y lagos. En tales condiciones, la tormenta se extingue.

Un ejemplo de esta clase de tormenta es aquella que hemos descrito detalladamente al principio de este capítulo e ilustrado con las figuras 285 a 297.

Las *tormentas de calor* son raras en nuestro medio geográfico, porque ya antes de que el gradiente térmico llegue a ser $-3.4^{\circ}/100$ m suele presentarse algún impulso por otro motivo, capaz de provocar la inversión de las masas aéreas en estado de equilibrio lábil.

260. Tormentas de altura. — Fenómenos análogos a los que ocurren en la superficie de la Tierra pueden producirse también encima de las nubes, y por consiguiente, originar una tormenta que, por esta razón, puede llamarse *tormenta de altura*.

En las nubes altocúmulus y altostratocúmulus se refleja una gran parte del calor solar incidente; el resto es absorbido por las gotitas de agua y empleado en su evaporación, o irradiado en todas direcciones. Por esto el aire que se encuentra situado encima de las nubes se calienta fuertemente. Cuando el gradiente térmico supera los $-3.4^{\circ}/100$ m, se produce el "vuelco" de las masas aéreas encimadas. El aire de altura cae sobre la nube. Al penetrar en la misma exprime partes de ella hacia arriba. Estas salientes le dan la forma de un castillo. La nube así modulada se llama altocúmulus castellatus y altostratocúmulus castellatus, respectivamente. Con el avanzar del día, el fenómeno se intensifica. El aire que cae, por fin perfora la nube y la rompe en pedazos. Después de este momento, la nube se llama altocúmulus floccus.

Si entre la tierra y la nube el gradiente es mayor de $-1^{\circ}/100$ m, el aire frío no se detiene en su caída, porque a pesar de calentarse 1° por cada 100 m de descenso, siempre es más frío y, por consiguiente,

TORRENTAS SERRANAS



Fig. 285. — Como comienza en un día de verano, propicio para la formación de una tormenta.

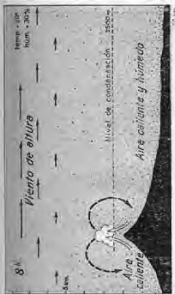


Fig. 288. — Iniciación de la "brisa de valle": formación de la primera nube.



Fig. 289. — Intensificación de las tormentas: las nubes crecen.



Fig. 292. — Caída del primer aguarrón: nacimiento de la tormenta.

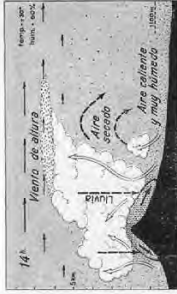


Fig. 296. — La tormenta se encunaba. La lluvia forma un cojón de aire frío debajo de la nube.

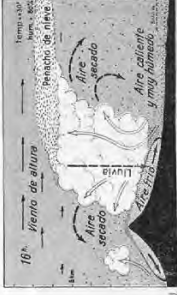


Fig. 297. — La tormenta se separa de la cumbre y se extingue por el valle. La parte posterior se extingue.

TORRENTAS SERRANAS



Fig. 298. — La tormenta al avanzar: la pluma de la nube se debilita, prosigue su descenso por el valle.

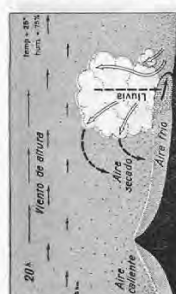


Fig. 299. — Debido al avance de la nube, la tormenta se debilita.



Fig. 300. — La tormenta al avanzar: la pluma de la nube se debilita, prosigue su descenso por el valle.



Fig. 311. — Iniciación de la "brisa de montaña": el descenso del aire frío provoca la formación de las primeras nubes.



Fig. 312. — La nube se arrastra: es el primer aguarrón, y con él, nace la tormenta.

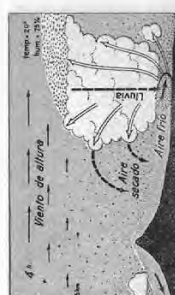


Fig. 313. — La tormenta nocturna ha alcanzado la plenitud de su desarrollo.

TORMENTAS COSTANERAS



FIG. 314. — Formación de las distintas masas aéreas en la mañana de un día tormentoso.



FIG. 315. — Iniciación del derrame del aire frío por la costa: formación de la primera nube.



FIG. 316. — Intensificación de este proceso: crecimiento de las nubes.

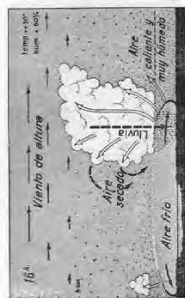


FIG. 317. — Caída del primer chaparrón: nacimiento de la tormenta.

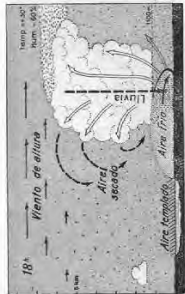


FIG. 318. — Tormenta en plenitud de su desarrollo, penetrando tierra adentro.

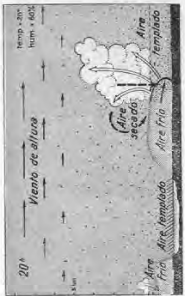


FIG. 319. — La tormenta, por falta de condiciones propicias, se debilita y por fin se extingue.

TORMENTAS DE ALTURA (I)



FIG. 320. — Calentamiento del aire en un día de verano tormentoso.



FIG. 321. — Caída del aire frío sobre las nubes: formación de 'cúmulos' sobre ellas.



FIG. 322. — Retorno de las nubes y su transformación en capas: 'altocúmulos floccus'.



FIG. 323. — Continúa la caída del aire frío debajo del mar truenos.



FIG. 324. — Limpieza del aire frío cuando al mismo se le incorpora el viento.



FIG. 325. — Transformación en la cantidad del aire frío.

TORMENTAS DE ALTURA (II)



FIG. 326. — Preparación de un ambiente propicio para la formación de una tormenta.



FIG. 327. — Invasión de una masa aérea fría en la altura.

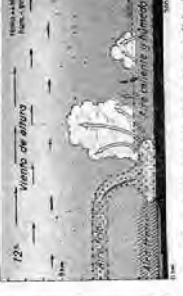


FIG. 328. — Caída del aire frío a la superficie de la tierra: se forma una nube de tormenta.

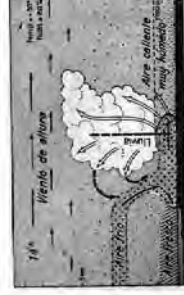


FIG. 329. — Caída del primer chaparrón: inicio de la tormenta.

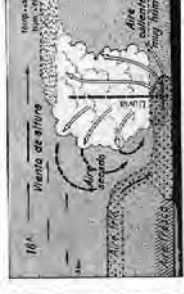


FIG. 330. — Tenuación en la plenitud de su desarrollo.



FIG. 331. — Debido al aire frío que cubre el suelo, la tormenta se destruye a cierta altura.

CAMBIOS DEL TIEMPO, CON AIRE TROPICAL EN MOVIMIENTO

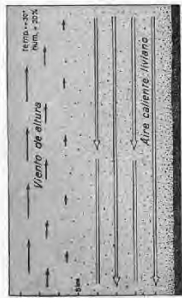


FIG. 332. — Líneas de flujo del aire tropical durante el "tiempo normal".

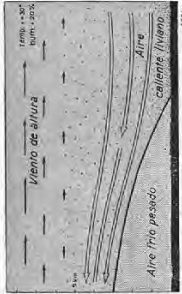


FIG. 333. — Asensado de las líneas de flujo a la forma de la masa aérea fría.

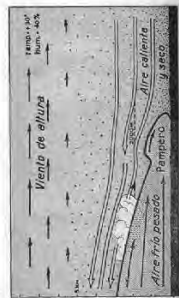


FIG. 335. — Cambio de tiempo en un ambiente húmedo; formación de nubes a gran altura.

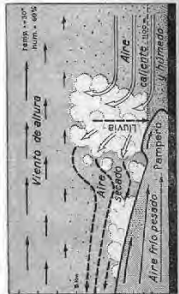


FIG. 336. — Cambio de tiempo en un ambiente húmedo; formación de nubes a gran altura.

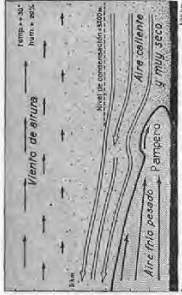


FIG. 334. — Presencia de varias masas aéreas tropicales antes de un "cambio de tiempo".

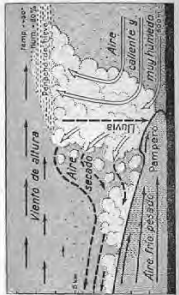


FIG. 337. — Cambio de tiempo en un ambiente muy húmedo; formación de nubes a gran altura.

CAMBIOS DEL TIEMPO, EN PRESENCIA DE MASAS AÉREAS TROPICALES SUPERPUSTAS



FIG. 341. — Presencia de varias masas aéreas tropicales antes de un "cambio de tiempo".



FIG. 342. — Invasión de aire polar en un ambiente seco; formación de nubes a gran altura.



FIG. 343. — Cambio de tiempo en un ambiente húmedo; aire absorbido se calienta debido a la masa aérea muy fría.



FIG. 344. — Perforación de la inversión; el aire absorbido se calienta debido a la masa aérea muy fría.

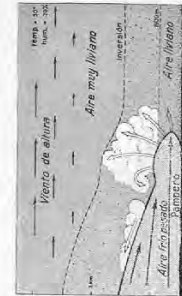


FIG. 345. — Invasión en un ambiente muy seco; formación de cúmulos en la cabeza del panadero.



FIG. 346. — Vista de frente del banco de cúmulos que se forman en la proximidad de un cambio de tiempo.

CAMBIOS DEL TIEMPO, CON AIRE TROPICAL EN REPOSO

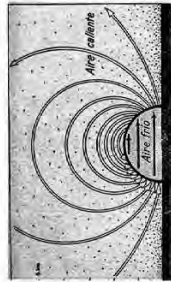


FIG. 338. — Líneas de flujo del aire tropical por la travesía de una masa aérea fría, polar.

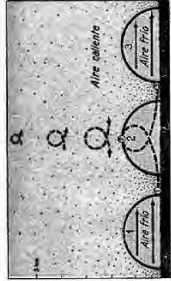


FIG. 339. — Transiciones desiguales por pequeñas masas de aire tropical a distintas alturas del suelo.

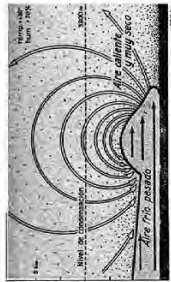


FIG. 340. — Corrientes aéreas en la cabeza del panadero; cambio de tiempo en un ambiente muy seco.

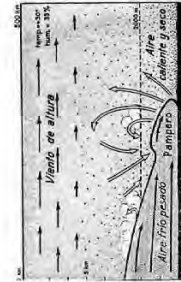


FIG. 341. — Cambio de tiempo en un ambiente húmedo; formación de cúmulos en la parte del panadero.

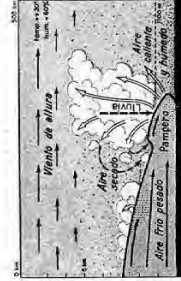


FIG. 342. — Cambio de tiempo en un ambiente húmedo; formación de cúmulos en la parte del panadero.

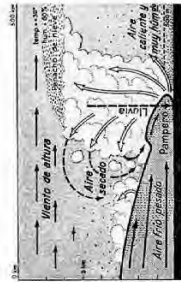


FIG. 343. — Cambio de tiempo en un ambiente muy húmedo; formación de cúmulos en la parte del panadero.

más pesado que el aire del ambiente. Por esta razón puede llegar hasta la superficie de la tierra y devarmarse por ella, elevando el aire caliente y húmedo que cubre el suelo. Este aire, debido al impulso que ha recibido, prosigue la elevación con velocidad creciente, dando motivo a la formación de una *tormenta*.

Las figuras 320 a 325 representan este proceso, desde el momento de su formación encima de las nubes hasta su culminación en forma de una tormenta en la plenitud de su desarrollo.

El aire frío que cae a la superficie y causa semejante convulsión no necesita formarse encima de las nubes del lugar mismo. Puede provenir de algún lugar lejano, en particular de la región polar. Para que este aire tenga motivo para caer sobre la superficie y provocar una *tormenta*, sólo es necesario que sea más pesado que el aire que cubre el suelo, y que el estado de equilibrio de éste sea "lábil".

Las figuras 326 a 331 representan este proceso, desde el momento de la aproximación del aire frío en la altura hasta el apogeo de la tormenta formada.

Durante la noche, el aire que cubre el suelo se enfría y se estabiliza. Por esta razón, cuando el enfriamiento ha alcanzado un cierto límite, la capa del aire frío queda frenada y no llega a la superficie. En tal caso, la elevación del aire caliente y húmedo se efectúa en un nivel algo elevado. Llueve, truenos y relámpagos, pero el característico "golpe de viento" no se presenta. Réchala completa calma sobre la tierra. Este caso está representado en la última figura de esta serie.

Tanto el tipo local como el tipo advencional de la tormenta de altura son formaciones muy frecuentes en nuestro medio geográfico.

261. Tormentas frontales. — Por la superficie de la Tierra se mueven constantemente masas aéreas frías, rodeadas de aire caliente. En las "superficies límites" de estas masas también se pueden formar tormentas.

a) **TORMENTA EN EL "FRENTE FRÍO".** — Cuando una masa aérea fría se mueve aproximadamente en la misma dirección que el aire caliente, pero con mayor velocidad, eleva el aire del suelo. Si el estado de equilibrio de este aire es "lábil", o por lo menos "condicional", y su contenido en humedad considerable, se forma una *tormenta*.

En nuestro medio geográfico, estas tormentas son poco frecuentes al norte del río Negro. Más comunes son en el sur, en la Patagonia. Tierra del Fuego y sur de Chile, región geográfica en que las condiciones meteorológicas son propicias para la formación de ciclones dinámicos.

Una representación gráfica de esta tormenta se tiene en la figura 120.

b) **TORMENTA EN EL FRENTE CALIENTE.** — Si una masa aérea caliente se mueve en la misma dirección que una masa aérea fría, pero con mayor velocidad, se eleva sobre el dorso de la misma. Durante la elevación se enfría. Al sobrepasar el punto de rocío principia la condensación del vapor de agua y la formación de nubes. El calor

liberado alivia el aire, con lo cual su estado de equilibrio puede llegar a ser "condicional". Desde este momento la elevación prosigue por sus propios medios. La formación de las nubes es más rápida, y las precipitaciones son más intensas. Todas éstas son características de *tormentas*.

Esta clase de tormentas es frecuente en el litoral argentino, especialmente durante la estación de invierno. Pormenores de ellas están representados en la figura 128.

c) **TORMENTAS EN EL FRENTE DEL PAMPERO.** — En el ambiente geográfico argentino-uruguayo es muy corriente el caso de que la masa aérea fría polar que en forma de viento pampero avanza hacia la región tropical enfrente corrientes aéreas calientes, dirigidas hacia el sur. El resultado del encuentro es siempre la elevación de la masa aérea caliente. Esta elevación se efectúa por lo general en forma "pasiva", sin mayores consecuencias; pero cuando el estado de equilibrio de la masa es "lábil", o por lo menos "condicional", la elevación es violenta y motiva la formación de *tormentas*.

El conjunto de fenómenos atmosféricos que se desarrollan al producirse el encuentro de una masa aérea fría con una caliente se designa, de acuerdo con su importancia, como *cambio de tiempo*.

E) CAMBIOS DE TIEMPO EN NUESTRO PAÍS

262. Generalidades. — La región geográfica formada por la parte sur del continente —la parte situada al este de la cordillera de los Andes, con excepción de la Patagonia— es cruzada normalmente por corrientes aéreas calientes y húmedas, provenientes del Atlántico. Un "cambio" en esta situación, o sea un *cambio de tiempo*, se produce cuando esta misma región es invadida por una masa aérea fría y seca proveniente del lejano sur, en la mayoría de los casos del gran "cinturón polar" situado sobre el continente antártico, y que después de cruzar el Pacífico y salvar la cordillera de los Andes se desparra por nuestros llanos, en forma de viento pampero, elevando el aire caliente y húmedo que cubre el suelo. Estas masas suelen ser muy grandes. Su altura alcanza a varios kilómetros, y su extensión frontal y profundidad son también de millares de kilómetros.

Todo *cambio de tiempo* producido por la invasión de aire polar va acompañado, así, de un marcado descenso de la temperatura y del contenido de humedad del aire, de un rápido aumento de la presión atmosférica, y de un cambio en la dirección y fuerza del viento. Esta

misma invasión da lugar, en la mayoría de los casos, a la formación de nubes, y a menudo también a precipitaciones, pues cuando ella ocurre, el aire caliente y húmedo que se encuentra en la superficie de la tierra es elevado a gran altura, y en consecuencia, notablemente enfriado. Este proceso va acompañado también de modificaciones en el estado eléctrico de la atmósfera, y está seguido de descargas eléctricas y truenos.

La intensidad con que se desarrollan todos estos fenómenos depende, en esencia, de la temperatura y grado de humedad del aire ambiental afectado por la invasión. Cuanto más caliente y húmedo es este aire, mayor es la masa nubosa que se forma, y más intensas las precipitaciones y los fenómenos eléctricos.

Mucha importancia tiene también el estado de equilibrio en que se encuentra el aire que cubre la región, antes de producirse la invasión. Si el estado del equilibrio es "estable", su elevación se produce en forma pasiva, hasta una altura en concordancia con el espesor de la capa invasora. En estos casos, difícilmente se forman nubes, y menos aún precipitaciones. En caso de un equilibrio "condicional", la elevación es pasiva hasta el nivel neutro, y activa arriba del mismo (véase fig. 109). Se forma ya una masa nubosa de cierta altura, pudiendo desprenderse de la misma también pequeñas precipitaciones. Por último, si su estado es "lábil", el aire separado del suelo prosigue la elevación por sus propios medios. La masa nubosa que se forma suele ser grande, las precipitaciones que caen, intensas, e intensos también los fenómenos eléctricos y acústicos. El cambio de tiempo se opera con las características de una tormenta. Estamos ante una *tormenta en el frente del pampero*.

De importancia para la modalidad con que se efectúa un cambio de tiempo es también el movimiento o calma en que se encuentra el aire tropical y la extensión y forma de la masa invasora.

263. Aire tropical en movimiento. — Es muy frecuente el caso de que, en el momento de invasión del aire frío, polar, el aire caliente y liviano que cruza nuestra región se encuentre en *movimiento*, como lo suponemos en las figuras 332 a 337.

Si este aire, en avance, choca contra una masa aérea fría en reposo, sus "líneas de flujo" se acomodan a su forma. Este caso, representado en la figura 333, se verifica cuando la masa aérea fría ha perdido la fuerza que sostenía su avance.

En las cuatro figuras siguientes, la masa aérea fría que avanza enfrenta aire tropical en distintas condiciones físicas y mecánicas. Debido a la resistencia encontrada, su cabeza está deformada. La forma que toma es la de una tortuga. En la figura 334 suponemos el aire tropical muy caliente y seco, y su estado de equilibrio, "estable". La elevación es pasiva: el cambio de tiempo se opera sin formación de nubes. En la figura 335 suponemos aire ambiental algo más húmedo

La elevación sobrepasa ya el nivel de condensación, formándose una masa nubosa de tipo stratus. En la figura 336, el aire elevado es caliente y húmedo, y su estado de equilibrio, "condicional". La masa nubosa es ya de consideración; hay también precipitaciones. El cambio de tiempo tiene todos los aspectos de una *tormenta embrionaria*. Por fin, en la figura 337 suponemos el aire tropical muy caliente y húmedo, y su estado de equilibrio, "lábil". El nivel de condensación se encuentra muy bajo, y el nivel de equilibrio, muy alto. La masa nubosa es formidable; son intensas las precipitaciones, e intensos también los fenómenos eléctricos que se producen. El aire invasor, al elevar una masa aérea caliente y húmeda del suelo es causante de una tormenta en regla, llamada *tormenta en el frente del pampero*.

264. Aire tropical en reposo. — Una característica meteorológica de nuestra región es que el movimiento del aire tropical suele *calmarse* antes de que se produzca la invasión de aire polar, y con ella el cambio de tiempo. Las particularidades de este caso están representadas en las figuras 338 a 343.

La figura 338 representa las "líneas de flujo" del aire tropical que origina el movimiento de una masa aérea fría. Como se ve, toda la masa aérea tropical es afectada. La figura 339 representa las "trayectorias" de pequeñas masas aéreas, supuesto el aire tropical en estado de equilibrio "estable". Cada masa describe una trayectoria ciclotidal. La elevación es pasiva; su magnitud disminuye con la altura.

En la figura 340, la forma de la masa aérea fría se ajusta más a la realidad. Su frente delantero ha sido extendido hasta tomar la forma de un plano inclinado, mientras que el espacio detrás del semicilindro fué parcialmente llenado con aire frío. Las líneas de flujo no se han modificado. La figura representa un cambio de tiempo producido en un ambiente muy seco, sin formación de nubes. La figura 341 representa un cambio originado en un ambiente seco en equilibrio "estable". La elevación del aire tropical es pasiva, pero sobrepasa el nivel de condensación. Las nubes se forman mucho después de soplar el pampero, y son de forma stratus. En la figura 342 se supone el aire tropical bastante húmedo, y su estado de equilibrio, "condicional". El nivel de condensación es bajo; la masa nubosa que se forma en el frente del pampero, y más tarde sobre el lomo de la masa aérea fría, es de consideración; las precipitaciones son de cierta intensidad. Por fin, en la figura 343 suponemos el aire tropical muy húmedo, y su estado de equilibrio "lábil". El nivel de condensación se encuentra a muy poca altura. El aire separado del suelo se eleva a gran altura por sus propios medios. La masa nubosa es formidable, y considerables también las precipitaciones. Toda la convulsión va acompañada de fuertes descargas eléctricas, seguidas de truenos. El arribo del aire frío ha producido una verdadera tormenta, denominada *tormenta en el frente del pampero*.

265. Cambios de tiempo en presencia de inversiones. — La estructura de la atmósfera en nuestro medio geográfico suele ser "laminar"; por lo general, hay presentes *varias masas aéreas superpuestas*. Las superficies de separación de ellas son los lugares en que se observa una transición brusca en los valores de los elementos meteorológicos: saltos en la temperatura, grado de humedad y nubosidad, dirección y velocidad de movimiento, y —lo que es muy importante— saltos en la

densidad. El conjunto de las figuras 344 a 349 representa las particularidades de nuestros cambios del tiempo en tales casos.

La figura 344 representa el estado atmosférico, con dos masas aéreas superpuestas, antes de la invasión del aire polar. La figura 345 representa ya el "cambio de tiempo" en un ambiente relativamente seco. El nivel de condensación es alcanzado, por el aire separado del suelo y elevado, sólo varias horas después de triunfar el aire frío polar. Las nubes que se forman son pocas. La figura 346 tiene en cuenta un ambiente un tanto húmedo. El nivel de condensación es alcanzado por el aire en elevación ya en el frente del pampero mismo. La masa nubosa que se forma es apreciable, pero sin las características de una tormenta. En la figura 347, a pesar de que el nivel de condensación se encuentra bajo, la masa aérea en elevación es todavía demasiado densa y pesada para penetrar en la masa aérea, potencialmente más caliente y, por esto, más liviana, que se encuentra en la altura, por lo cual se desparanaba debajo de ella, formando stratus y mamilatocúmulos. En la figura 348, por fin, suponemos aire tropical muy caliente y muy húmedo, en estado de equilibrio "lábil". Su nivel de condensación se encuentra muy bajo, y su nivel de equilibrio, muy alto. La masa nubosa formada es grande, y las precipitaciones, intensas. Se ha formado una verdadera tormenta. La cantidad de calor libertado durante el proceso de condensación es considerable. En consecuencia, el aire que se eleva se alivia mucho, por lo cual puede penetrar ya en la masa aérea liviana, superpuesta. La última figura, la 349, muestra el aspecto de la gran masa nubosa formada en esta oportunidad, mirándola de frente, desde una distancia de unos 200 km. La masa está formada por nubes cúmulos, cúmulonimbos y altocúmulos, y se encuentra cortada por una o dos capas delgadas de nubes estratificadas. Ese aspecto del horizonte sureño es un índice infalible de un próximo "cambio de tiempo", dentro de un lapso de seis horas.

266. Influencia de la forma de la masa fría invasora. — En las modalidades con que se presenta un cambio de tiempo, la influencia de la forma de la masa fría invasora, particularmente de su altura, es considerable.

a) Si la masa fría tiene gran extensión pero *poca altura*, su paso por un determinado lugar puede durar mucho tiempo, uno o dos días, por ejemplo. Pero debido a su poca altura, la elevación del aire tropical, en caso de un estado de equilibrio estable o condicional, puede no llegar hasta el nivel de condensación, y por consiguiente no formarse nubes, y mucho menos tormentas. Sólo en el supuesto de que el aire tropical afectado se encuentre en un estado de equilibrio "lábil" puede esperarse la formación de una gran masa nubosa, y como derivación natural, una tormenta.

b) Si la masa fría tiene poca extensión pero *gran altura*, pasa por el lugar de observación en poco tiempo, aunque con mucha violencia, es decir, en forma de un fuerte viento. En este caso, la elevación del aire tropical es rápida, superando siempre el nivel de condensación. Rápida es también, naturalmente, la formación de nubes, intensas las precipitaciones, y fuertes las descargas eléctricas. Las tormentas formadas en tales circunstancias son muy brava.

En nuestras ilustraciones hemos considerado un "valor medio", el más frecuente, para la dimensión de la masa aérea fría invasora: 3 km para su altura y 1 000 km para su profundidad.

267. Diferencias entre cambios de tiempo y tormentas. — Las tormentas y los cambios de tiempo son los grandes fenómenos atmosféricos que rompen la monotonía del tiempo normal, tal como lo determinan las condiciones climatológicas de la región. Los dos fenómenos tienen mucho de común, pero no son idénticos.

El cambio de tiempo es un fenómeno que afecta regiones más grandes y que necesita para su desarrollo más tiempo que la tormenta. Durante el cambio de tiempo se produce también una elevación de la masa aérea que cubre el suelo, igual que durante una tormenta, pero el aire frío y pesado que la realiza no proviene de los alrededores inmediatos, ni de lo alto de la atmósfera, sino de una región lejana muy fría, de la región polar. Esta masa suele tener dimensiones formidables: varios kilómetros de altura y millares de kilómetros de extensión frontal y de profundidad, y no uno que otro hectómetro, como en el caso de la tormenta. Frente a esta gran masa, en su obligado avance hacia la región tropical, pueden por cierto producirse fenómenos semejantes a una tormenta, hasta una tormenta, incluso, siempre que el aire elevado del suelo sea suficientemente caliente y húmedo y su estado de equilibrio lábil.

Cada tormenta representa un pequeño cambio de tiempo. La temperatura del aire y su grado de humedad disminuyen, la presión aumenta. Pero estos cambios son pequeños y de corta duración si se comparan con los que origina una gran masa aérea polar invasora, durante su avance hacia la región tropical. La tormenta se desarrolla en un par de horas; el cambio de tiempo, en un par de días.

Teniendo en cuenta la importancia que revisten tanto las tormentas como los cambios de tiempo para el tiempo y el clima de una región, reunimos aquí sus principales características:

TORMENTA:		CAMBIO DE TIEMPO:
Carácter del fenómeno	local;	general;
Evolución del fenómeno	rápida;	lenta;
Duración del fenómeno	una o dos horas;	uno o dos días;
Efecto térmico e higroscópico	pasajero;	duradero;
Estado de equilibrio previo	lábil;	estable;
Gradiente térmico	$> -1^{\circ}/100$ m;	$< -1^{\circ}/100$ m;
Elevación del aire del lugar	activa;	pasiva;
Fenómenos eléctricos	siempre;	por excepción;
Procedencia de la masa aérea fría	local;	lejano sur;
Altura de la misma	un par de decímetros;	varios kilómetros;
Extensión de su frente	decenas de kilómetros.	miles de kilómetros.

F) NOCIONES DE AEROLOGÍA

268. Generalidades. — El conocimiento del estado momentáneo de la atmósfera a distintas alturas es, como se ha visto, imprescindible para la deducción de las condiciones de equilibrio reinantes, y por ende, para la previsión de los movimientos verticales que podrán producirse y ocasionar la formación de una tormenta.

Este conocimiento se puede adquirir:

- a) en forma continua en el tiempo y discontinua en el espacio:
 - 1) en observatorios de altura,
 - 2) con barriletes y globos-sondas;
- b) en forma discontinua en el tiempo, pero continua en el espacio:
 - 3) con globos-sondas,
 - 4) con aviones meteorológicos,
 - 5) con radiosondas,
 - 6) con radiosondas en combinación con radar.

La actividad tendiente a obtener esta información es la rama más nueva de la "meteorología instrumental y de observación", y se llama *aerología*.

Cualquiera sea el procedimiento que se use en la medición, es necesario disponer de los tres aparatos registradores principales: termógrafo, higrógrafo y barógrafo, o, mejor todavía, de los tres reunidos en uno solo, llamado *meteorógrafo* (fig. 350), y si las condiciones de trabajo lo permiten, también de un *anemógrafo*.

Cada procedimiento de medición tiene sus exigencias especiales en lo que se refiere a la sensibilidad, solidez, tamaño y peso del meteorógrafo por emplear. Estas exigencias dependen de las posibilidades que se tienen para acomodar el aparato y de la velocidad con que será movido a través del espacio.

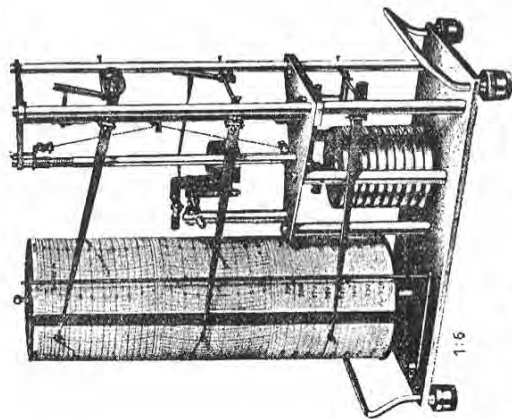


FIG. 350. — Meteorógrafo común, usado en servicio ordinario en la superficie.

En la figura 351 representamos un meteorógrafo de la casa Friez E. Sohns, de Baltimore, destinado a aviones meteorológicos. Con este aparato se efectuó la medición que se comentará más adelante.

269. Barriletes y globos cautivos. — El meteorógrafo puede ser elevado a una altura conveniente, unos 2 000 a 3 000 m, y sostenido allí, por *barriletes* o por *globos cautivos*. Esto permite registrar los principales elementos meteorológicos — presión, temperatura y humedad —, e inclusive la dirección y velocidad del viento relativo, así como su grado de turbulencia en forma continua.

Debido a la incomodidad que el manejo y atención de estos aparatos requiere, estos procedimientos están cayendo en desuso. Solo donde se tiene interés particular por un registro continuado se justifica su subsistencia.

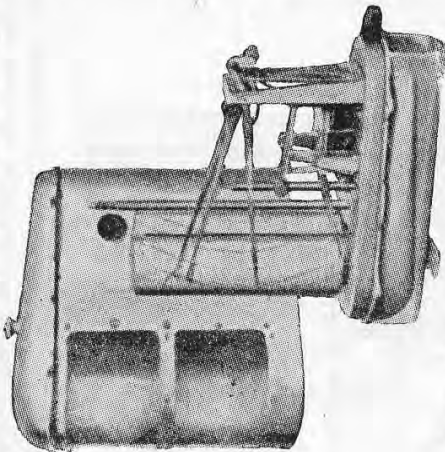


FIG. 351. — Meteorógrafo tipo Friez Sohns, Baltimore, para ser usado en vuelos meteorológicos.

270. Observatorios de altura. — Los observatorios meteorológicos situados a *gran altura*, provistos de toda clase de aparatos, suministran material informativo continuado del estado atmosférico, material meteorológico y climatológico de excepcional interés. Lo mismo lo harán en lo futuro los *observatorios automáticos*, ubicados en lugares inhospitales o de difícil acceso, provistos de aparatos registradores, cuyas indicaciones pueden ser transmitidas, también automáticamente, a intervalos fijos, por un transmisor radioeléctrico, y captadas en las centrales meteorológicas.

Los principales observatorios de altura son:

Pic du Midi, Francia	Altura = 2 860 m
Ben Nevis, Escocia	" = 1 343 "
Sántis, Suiza	" = 2 500 "
Sonnblück, Austria	" = 3 106 "
Zugspitze, Baviera	" = 2 962 "
Bjelasnica, Bosnia	" = 2 067 "
Pikes Peak, E.U. de N.A.	" = 4 303 "
De valor serán los datos que proveen los observatorios de altura argentinos:	
Cristo Redentor	Altura = 3 882 m
Observatorio de Altura Perón	" = 4 250 "
La Quiaca	" = 3 458 "

271. Globos-sondas. — Un registro continuado de los elementos meteorológicos reinantes en una línea próxima a la vertical, aunque influida por la dirección y fuerza del viento reinante, se puede obtener por medio de *globos-sondas*; éstos son grandes globos de goma que, inflados debidamente con gas hidrógeno, adquieren un diámetro de unos 6 m. A estos globos se les acopla un meteorógrafo, provisto de un pequeño paracaídas para defenderlo de los fuertes golpes cuando, debido a la explosión del globo por la excesiva dilatación a que está expuesto a gran altura, caiga en tierra. La altura máxima alcanzada por estos globos es de 37 km. Con buen tiempo, pueden también servir de globos-

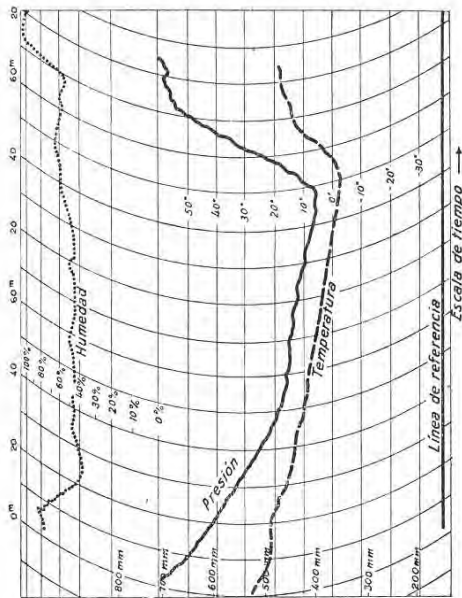


FIG. 352. — Registro meteorológico de un vuelo efectuado en Córdoba el 4 de diciembre de 1940.

pilotos, para la determinación de la dirección y velocidad del viento en las distintas alturas que alcanza progresivamente.

También este procedimiento ha caído en desuso, principalmente porque permite disponer de sus registros sólo ocasionalmente y con mucho retardo.

272. Aviones meteorológicos. — Cada vez cunde más el empleo de *aviones especiales*, para la observación y registro de las condiciones atmosféricas imperantes. Tienen la gran ventaja de que permiten llevar un meteorólogo a bordo, quien completa los registros de los aparatos automáticos con observaciones visuales. Combinando estos procedimientos, es posible examinar un fenómeno atmosférico cualquiera; por ejemplo, una nube, neblina o tormenta. Por estas razones el avión meteorológico debe ser considerado

hoy día como el medio ideal para la recolección de informaciones meteorológicas de toda clase.

Los *aviones meteorológicos* se elevan, por lo general, sólo hasta 5 km, con una velocidad de 200 m/min, o sea con la misma rapidez con que ascienden los globos-piloto y los globos-sonda. De esta manera, en una hora de tiempo pueden recoger el material informativo necesario. Aviones potentes pueden llegar hasta la estratosfera, y registrar durante el vuelo el estado de la troposfera íntegra.

La instalación de un meteorógrafo en un avión exige mucho cuidado. Cada aeronave requiere un estudio especial cuando se quiere localizar el lugar más conveniente para su ubicación. En ningún caso debe encontrarse el meteorógrafo sometido a la influencia de los gases de escape o de la hélice. Asimismo, debe estar instalado fuera del avión, lejos de los lugares de sobrepresión o depresión producidas por el vuelo.

En la figura 352 está reproducido un registro obtenido durante un vuelo efectuado en Córdoba el 4 de diciembre de 1940, entre las 8 y 10 horas de la mañana, por medio del meteorógrafo Friez, reproducido en la figura 351. En el momento de levantar vuelo, las condiciones atmosféricas eran desfavorables; mucha humedad, mucha nubosidad, amenaza de lluvia. Hasta una altura de 700 m soplabla una brisa de dirección ESE.

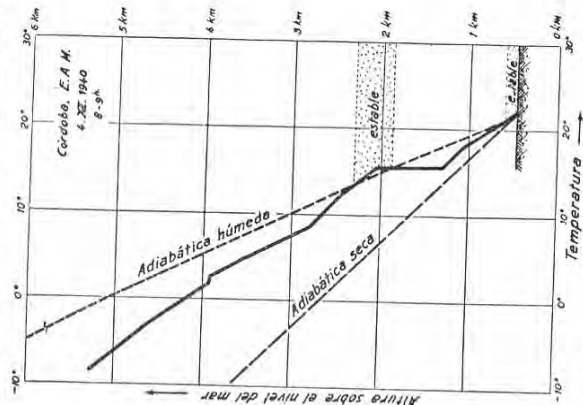


FIG. 353. — Representación del estado de equilibrio de la atmósfera durante el mismo vuelo, en el diagrama de Neuhoff.

De este registro se han extraído los valores de la temperatura, presión y humedad para un cierto número de "instantes". Estos se fijan, buscando los puntos singulares de los tres elementos registrados. Corregidos estos valores por los errores instrumentales, se tienen los elementos necesarios para la ubicación de estos puntos en la gráfica de Neuhoff. Para esto se considera a las temperaturas como "abscisas" y las presiones, como "ordenadas" de ellos. Uniendo los puntos así localizados se obtiene una *línea polygonal*, que representa el estado térmico de la atmósfera en las distintas alturas (figura 353).

En esta misma gráfica están representadas también la adiabática seca y la adiabática húmeda, correspondientes a las condiciones atmosféricas reinantes en la superficie de la tierra. Estas dos líneas, en combinación con la polygonal representativa de las temperaturas, permiten juzgar el estado de equilibrio de las capas

áreas. Toda la atmósfera atravesada durante el vuelo —excepto una delgada capa en contacto con el suelo, y otra, de unos 500 m de espesor, a 2 km de altura— se encuentra en un estado de equilibrio condicional. Esto significa que si se inicia el proceso de condensación, el aire se calentará tanto que, puesto en marcha, se elevará por sus propios medios más allá de 5 000 m de altura.

Ya durante el vuelo de regreso se operó este proceso. El resultado fué la rápida formación de una masa nubosa, que ocupaba todo el espacio, seguida de una lluvia moderada, uniforme. El impulso para el vuelo de las masas aéreas provino del viento que soplabla por la superficie.

273. Radiosondas. — Las ventajitas que ofrece el empleo de globos-sondas se han acentuado en los últimos años, al combinar el meteorógrafo con un minúsculo aparato radioemisor, que automáticamente y a intervalos fijos transmite los valores de los tres elementos meteorológicos principales: presión, temperatura y humedad, con intensidad suficiente para poder ser captadas en la superficie de la tierra por un pequeño receptor y registradas en una hoja de papel, hasta una distancia de un par de centenares de kilómetros. Aparatos de esta naturaleza se llaman *radiosondas*.

Las ventajas del empleo de este procedimiento consisten en que los datos que recoge el aparato son disponibles inmediatamente, y que él puede ser empleado aun con tiempo nublado y de noche. Captando las señales emitidas por tres receptores radiogoniométricos a la vez, ubicados en los vértices de un triángulo equilátero de unos 40 km de longitud de lado, puede ser determinada también la dirección y velocidad del viento que reina en las distintas alturas.

El mecanismo de la radiosonda de *Mollschanoff* (fig. 354) es muy sencillo. Las palancas de transmisión de los tres aparatos registradores actúan sobre tres "índices" que se mueven alrededor de un mismo eje. El movimiento de estos índices está restringido a un determinado sector de un círculo; uno reservado para la temperatura, otro para la presión, y el tercero para la humedad. Estos sectores están limitados por dos señales fijas de referencia y una señal de sintonía. Un "puntero" que se mueve sobre el mismo eje vertical recorre toda la circunferencia en un minuto de tiempo, cerrando seis veces un circuito eléctrico: al pasar los tres índices que indican los valores de los elementos meteorológicos, las dos señales fijas y la señal de sintonía. Las señales emitidas son captadas en la superficie de la tierra por un aparato receptor, y registradas en una hoja de papel adosada a un tambor que da una vuelta en un minuto, desplazándose, a la vez, un pequeño espacio. El apartamiento de los registros de los elementos meteorológicos de las rectas corres-

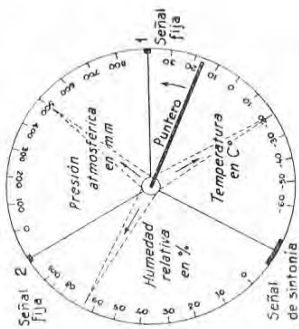


Fig. 354. — Esquema de la radiosonda tipo Mollschanoff.

pondientes a los dos índices fijos es una medida de la magnitud de ellos (fig. 355).

274. Radiosonda combinada con radar. — El método más reciente, más conveniente, y a la vez de mayor porvenir, es la combinación de una radiosonda con una estación de radar, fijando con éste, a intervalos fijos, minuto a minuto, por ejemplo, la dirección, distancia y el ángulo de elevación del globo sonda, porador del meteorógrafo y del pequeño aparato radioemisor, cuyas señales son captadas, igual que en el método anterior, por un pequeño receptor y registradas en una hoja de papel. Para este fin, el transmisor de radar lanza "pulsaciones" hacia el globo sonda que son reflejadas hacia el aparato receptor, instalado al lado del emisor. Procediendo de esta manera se obtiene no sólo la temperatura, presión y humedad que reina en los distintos niveles, sino también la dirección y velocidad del viento, desde una sola estación. También este método permite disponer inmediatamente de los datos recogidos y con cualquier estado de tiempo, como también durante la noche.

Debido a la circunstancia de que las señales electromagnéticas son reflejadas por las gotitas de agua y por los cristales de nieve, es posible seguir con el radar también el movimiento de una nube, el traslado de una tormenta y el avanzar de los huracanes tropicales. Por esta razón, su empleo en los servicios meteorológicos, tanto para el conocimiento del "estado del tiempo" como para su "previsión", es cada día mayor.

275. Investigación de las altas capas atmosféricas. — Sobre la composición, densidad y temperatura de las capas estratosféricas e ionosféricas nos orientan ciertos fenómenos accesibles a la observación, como ser: la travesía de la atmósfera por aerolitos, los fenómenos crepusculares, las nubes noctiluentes y las auroras polares. Resultados de particular interés se han obtenido por medio de espectroscopios, y, como se verá más adelante (capítulos VIII y IX), por sondeos acústicos y radioeléctricos.

En estas investigaciones, el procedimiento moderno consiste en el empleo de *cohetes voladores*. La altura máxima alcanzada por éstos, hasta 1951, es de 171,2 km. Siendo la velocidad inicial

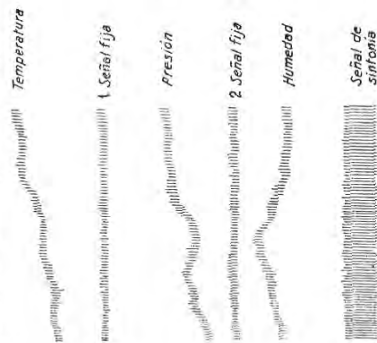


Fig. 355. — Registro de las señales emitidas por la radiosonda anterior.

de la ascensión 1 600 m/sec, para que los aparatos acoplados al cohete se acomoden a las condiciones del ambiente atravesado en el tiempo más breve tienen que ser de mucha sensibilidad. Por esta razón, para la medición de la temperatura sólo se puede usar un termómetro de resistencia eléctrica, y para la medición de la presión atmosférica, un tubo de Bourdon, de forma de anillo casi cerrado, de reacción rápida. Las indicaciones de estos dos aparatos son irradiadas por medio de ondas radioeléctricas de distintas frecuencias, y captadas y registradas en la superficie de la Tierra. Los datos así obtenidos, no obstante carecer todavía de gran exactitud, representan una información directa sobre el estado de las altas capas atmosféricas, por lo cual su valor es sumamente grande.

Es digno de hacer notar, también, que esta información confirma las deducciones efectuadas a base de los métodos indirectos antes mencionados, como asimismo las conclusiones de estudios teóricos realizados hace tres decenios.

CAPÍTULO VIII

FENÓMENOS ELÉCTRICOS

A) IONIZACIÓN DEL AIRE

276. Estructura del átomo. — Para comprender los fenómenos eléctricos de la atmósfera es indispensable el conocimiento de la *estructura del átomo*.

Las moléculas que forman el aire se componen de átomos, y éstos, de un núcleo y un enjambre de pequeños satélites. El átomo más sencillo y liviano es el de *hidrógeno*. Su núcleo está compuesto por una "masa elemental", a la cual va adherida una cantidad, igualmente elemental, de electricidad "positiva", conjunto llamado *proton*. Alrededor de este minúsculo núcleo gira, con una velocidad elevadísima, un solo satélite, llamado *electrón*, pequesímimo cuerpo casi sin masa, aunque con una cantidad elemental de electricidad "negativa".

Los átomos de los *demás elementos* tienen una estructura análoga. También en ellos, alrededor de un núcleo compuesto por cierto número de protones, acompañados de una cantidad variable de *neutrones*, gira igual número de electrones. El número de elementos llega a 96. De ellos, los primeros 92 se encuentran en la naturaleza; los 4 restantes se producen en el laboratorio.

El *electrón* es probablemente sólo un minúsculo torbellino de "algo" que antes llamábamos éter, pero cuya verdadera naturaleza no conocemos todavía. El diámetro del electrón es de 4.10^{-18} cm, y su masa, "en reposo", de $9.108.10^{-28}$ g. Según los conceptos actuales, esta masa aumenta con la velocidad. Si la velocidad se incrementa mucho, el electrón tiende a perder su forma y a transformarse en onda. La velocidad media de giro del electrón de un átomo de hidrógeno es de 2000 km/sec. suficiente para rodear al núcleo 6.10^{15} veces en el término de un segundo. La carga eléctrica que contiene un electrón, llamada también cantidad elemental de electricidad negativa, es de $1.602.10^{-19}$ culombios.

El torbellino que parece ser el electrón, afecta al espacio que le rodea. La influencia se manifiesta en forma de "repulsión" cuando se encuentra otro electron

en su cercanía, y en forma de "atracción" cuando se trata de un protón. El espacio dentro del cual se manifiesta esta influencia es llamado su campo electrostático. La influencia misma se propaga con una velocidad de 300 000 km/sec.

El protón es mucho más compacto que el electrón, y por esto mismo, 100 veces menor. Su diámetro llega sólo a $5 \cdot 10^{-16}$ cm, pero su masa a $1,6727 \cdot 10^{-24}$ g; es, pues, 1837,3 veces más pesado que el electrón. La carga eléctrica que contiene es igual a la del electrón, pero de signo positivo.

El neutrón parece ser un protón al cual va adherido un electrón. El estado eléctrico del mismo es, en consecuencia, "neutro". Su masa es algo mayor que la del protón, $1,6749 \cdot 10^{-24}$ g.

Entre los protones, cargados de electricidad positiva, existe repulsión. Por esta razón, los núcleos de los átomos tendrían que desintegrarse. Esta tendencia es anulada por la acción de los mesones, especie de cuerpos intermedios entre electrones y protones. Así como la pelota de tenis mantiene unidos a los cuatro jugadores, también los mesones mantienen la cohesión entre los protones y neutrones del núcleo, con su incesante vaivén entre ellos, transformando los protones en neutrones, y éstos en protones, $5 \cdot 10^{-17}$ veces en el término de un segundo.

El enjambre de electrones gira alrededor de los núcleos en órbitas circulares. Existen 7 órbitas, en total. En la primera pueden revolotear 2 electrones, en la segunda y tercera 8, y en cada una de las restantes 18 electrones. El distanciamiento de estas órbitas crece, desde el centro, en progresión geométrica.

Llama la atención el gran vacío que existe en el mundo material. Si al núcleo de hidrógeno nos lo representamos por medio de una cereza, el electrón, cual una abeja, lo estaría rondando a 1 km de distancia. El próximo átomo se encontraría a 400 km de distancia. A través de este vacío, como se comprende, los electrones, protones y núcleos de helio libres vuelan con toda facilidad, y las variadas radiaciones que existen se propagan sin mayor impedimento.

277. El proceso de ionización. — La velocidad del movimiento molecular del aire crece con la temperatura. Los choques entre las moléculas son cada vez más violentos. Llegando a cierto límite, las moléculas se descomponen en átomos, proceso llamado *disociación*. La temperatura en que se verifica este proceso se denomina "temperatura crítica".

Un lindo ejemplo se tiene en la descomposición del vapor de agua, formado de pequeños conjuntos de 5 moléculas de agua. Pasada la temperatura de 100° se inicia el progresivo desdiseño de las moléculas, que termina a los 374° . En este instante el agua se encuentra en el espacio en forma de una simple "dispersión molecular". Superada esta temperatura, las moléculas de agua se disocian; por cada una aparece un átomo de oxígeno y dos átomos de hidrógeno.

Si la temperatura sigue en aumento, la propia estructura de los átomos peligran. Debido a los choques, cada vez más violentos, se desprenden electrones de las órbitas exteriores de ellos. Desde este momento, las cargas eléctricas de los átomos no están más equilibradas; prevalece la carga eléctrica positiva. Átomos y también grupos de átomos, o sean moléculas, a los cuales faltan electrones, y por

consecuente sobran protones, se llaman *iones¹ positivos*. Ellos son, por esta razón, los transportadores de la electricidad positiva.

Los electrones desprendidos vuelan a través del espacio, enroscándose con los átomos y moléculas que encuentran en su camino. Si la fuerza de atracción de éstas es suficiente para retenerlos, quedan adheridos a ellas. Mientras dura la adhesión, estos conjuntos tienen un exceso de carga negativa, por lo cual se los llama *iones negativos*. Ellos son los transportadores de electricidad negativa.

278. Desintegración de los átomos. — Si la temperatura del medio en que se encuentran los átomos aumenta progresivamente, éstos no sólo pierden sus electrones, sino que el núcleo mismo se descompone, volando sus componentes, los protones, en todas direcciones, con una velocidad elevadísima, destruyendo todos los átomos y moléculas que encuentran en su camino.

La desintegración se verifica de la siguiente manera:

Primero, aumenta la velocidad de giro de los electrones, agrandándose a la vez sus órbitas. Cuando la temperatura alcanza un determinado valor, comienza el salto de los electrones de las órbitas interiores a las exteriores. Durante el tiempo que dura este proceso, el átomo se encuentra en estado de excitación.

Cuando la temperatura llega a los 1000° , la velocidad de los electrones en las órbitas exteriores es ya tan grande, que la fuerza de atracción del núcleo no es más suficiente para retenerlos. En consecuencia, el átomo principia a perder electrones y a transformarse en ión positivo. Mientras dura esta pérdida, el átomo se encuentra en estado de ionización.

Si continúa el aumento de la temperatura, prosigue también el desprendimiento de los electrones. Cuando el incremento llega a los $100\,000^\circ$, del átomo ya no queda más que el núcleo. Se dice, entonces, que el átomo se encuentra en estado de nucleización.

Por fin, si la temperatura se eleva a 10 millones de grados, los propios núcleos peligran. El movimiento de los protones y neutrones de que está formado es cada vez más violento, y los choques entre ellos más fuertes, hasta que, por último, vuelan en todas direcciones, deshaciéndose con ello el núcleo por completo. En este momento el átomo se encuentra en estado de fisión.

Por cierto, ni en la superficie de la Tierra ni en la atmósfera se observan temperaturas tan elevadas que sean capaces de producir esta descomposición, pero sí en el Sol y en las estrellas recientemente explotadas, las llamadas Super-Novas. En la superficie del Sol, la temperatura es de $6\,000^\circ$; en su interior, de unos 20 millones de grados, y en las Super-Novas, más todavía. El Sol y las Super-Novas son, por esta razón, focos de una *radiación corpuscular*, formada de electrones, protones, neutrones y núcleos de helio, de ex-

¹ Ion, del gr.: ion, "que va".

cepcional importancia para la vida en la Tierra y para el estado eléctrico de su atmósfera.

279. Radiación electromagnética.— Tanto el movimiento de los electrones y protones en los átomos como el movimiento de los átomos y moléculas dentro de los cuerpos consiste en el desplazamiento sucesivo de pequeñas masas de electricidad. Estos desplazamientos afectan al estado electromagnético del espacio circundante, el cual experimenta, por esta razón, una "convulsión". Las convulsiones se manifiestan como vibraciones que se propagan a través del espacio en forma radial, con una velocidad de 300 000 km/sec, denominándose las *radiaciones ondulatorias o electromagnéticas*.

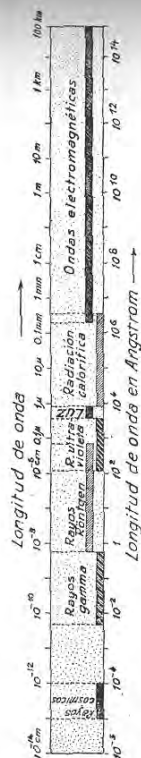


FIG. 356. — Las siete radiaciones, consistentes en ondas electromagnéticas, conocidas hasta hoy.

La frecuencia y la longitud de onda de estas radiaciones dependen de la naturaleza de la masa eléctrica que las origina y de la magnitud y rapidez con que vibra (fig. 356).

Se distinguen siete clases de radiaciones:

a) ondas electromagnéticas	$\lambda = \infty$	$2 \cdot 10^6 \text{ Å}$
b) radiación térmica	$= 3.4 \cdot 10^6$	$7, 8 \cdot 10^6$
c) radiación luminosa	$= 7.8 \cdot 10^6$	$3, 6 \cdot 10^8$
d) radiación ultravioleta	$= 3.6 \cdot 10^8$	$1, 36 \cdot 10^9$
e) rayos X o rayos Röntgen	$= 6.6 \cdot 10^8$	$1, 58 \cdot 10^9$
f) radiación gamma	$= 0.466 \cdot 10^9$	"
g) radiación cósmica secundaria	$= 10^{-4} - 10^{-5}$	"

Mientras se trate solamente del movimiento molecular del aire, las masas eléctricas que se desplazan son las moléculas y los átomos de los gases que componen el aire. Los espacios recorridos entre choques sucesivos son relativamente grandes, y por consiguiente los encuentros son poco frecuentes. La longitud de

¹ Å, léase *Ångström*, significa 10^{-8} cm, o sea un cienmillonésimo de centímetro; unidad longitudinal muy usada en la física atómica.

onda producida, por esta razón es un tanto larga. Esta especie de perturbación del campo eléctrico la percibimos como *radiación térmica*. Ella abarca las ondas entre 340μ y 0.78μ de longitud.

Los espacios que recorren los electrones al saltar de las órbitas exteriores a las interiores son menores, y los tiempos empleados, más cortos. La longitud de la onda producida es menor, y mayor su frecuencia. Esta clase de perturbación del campo electromagnético la percibimos como *radiación luminosa*, que abarca las ondas entre 0.78μ , correspondientes al color rojo, y 0.36μ , correspondientes al color azul.

Cuanto más pequeñas son las órbitas de los electrones, tanto menores son también sus saltos, y más cortas las ondas que producen. Si un electrón salta de la segunda órbita a la primera, la perturbación no puede ser ya captada por nuestra vista. Estamos frente a la *radiación ultravioleta*, desde 0.36μ hasta 0.0136μ de longitud.

Si el núcleo de un átomo es muy grande, es también grande la fuerza de atracción que ejerce sobre sus electrones. Los saltos de éstos son, en consecuencia, rápidos, elevada la frecuencia de la onda producida, y corta su longitud. Esta clase de perturbación se llama, en honor a su descubridor, *rayos Röntgen*, o también *rayos X*. Son conocidos por su penetración en los tejidos orgánicos. Esta radiación abarca las ondas entre 660 Å y 15.8 Å .

Para que los protones que forman los núcleos también efectúen movimiento, se requiere muchísima energía. Por supuesto, sus saltos son pequeños y brevísimos; la frecuencia de la perturbación es, por consiguiente, muy elevada, y sumamente corta la longitud de la onda producida. Esta radiación, muy peligrosa para la vida orgánica, se llama *radiación gamma*. La longitud de su onda es de sólo 46.6 Å por término medio. Únicamente el plomo, con sus átomos grandes y pesados, representa un obstáculo para su propagación.

Todos los desplazamientos de moléculas, átomos, electrones y protones que pueden afectar el campo electromagnético circundante, se deben a altas temperaturas.

Los cuerpos celestes, entre ellos nuestro *Sol*, han adquirido su elevada temperatura actual progresivamente, densificando la materia que los compone, por medio de la atracción gravitacional de su núcleo. La temperatura del *Sol* sigue aumentando todavía, según los conceptos actuales, debido a ciertos "procesos nucleares" que se verifican en su interior, y que consistirían en la formación de núcleos de helio, agrupando cuatro protones, y perdiendo una pequenísimas masa transformada en energía. Esta formación continua de helio parece ser la *fuerza de energía solar*. La consumición de la masa solar integrada en este proceso podría sostener la intensidad de la radiación solar actual, $1.94 \text{ cal/cm}^2\text{-min}$, durante $15.8 \cdot 10^8$ años; o sea durante 158 000 millones de siglos.

La relación entre el estado de una masa eléctrica y su campo electromagnético es una *relación recíproca*. Cualquier movimiento o desplazamiento de una masa eléctrica produce convulsiones en el campo electromagnético circundante, que se manifiesta en forma de un movimiento ondulatorio del medio, vulgarmente denominado "éter". Y, a la inversa, todo movimiento ondulatorio del campo electromagnético, o del "éter", afecta al estado de la masa eléctrica, formada por electrones, protones y neutrones, que se encuentra en su esfera de influencia.

El movimiento molecular de la materia produce la radiación calorífica; esta radiación intensifica el movimiento molecular de la materia. Los saltos de los electrones de la segunda órbita a la primera engendran la radiación ultravioleta; la radiación ultravioleta arranca los electrones de sus órbitas. La vibración de los protones nucleares origina los rayos gamma; los rayos gamma, a su vez, además de liberar a los electrones de sus órbitas desintegran los núcleos atómicos.

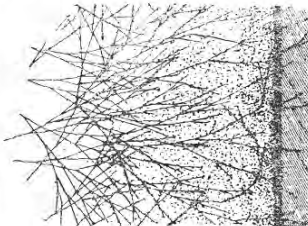


FIG. 357. — Penetración de la radiación cósmica en la atmósfera, según Millikan.

280. Radiación cósmica. — Del espacio interestelar penetra en la atmósfera de la Tierra una "radiación corpuscular" formada por *protones*, cuya energía supera extraordinariamente a la intensidad de la radiación solar. Según toda probabilidad, esta radiación proviene de las estrellas explotadas recientemente, de las llamadas "Super-Novas", por lo cual se la denomina *radiación cósmica*. Sin embargo, no está excluida la posibilidad de que provenga asimismo del Sol.

La radiación cósmica destruye las moléculas de aire que encuentra en su camino, liberando los protones, neutrones y electrones de que se componen. Estos productos de desintegración afectan, a su vez, a las moléculas de aire con las cuales chocan. La influencia de la radiación cósmica se paga, por consiguiente, en forma de cascada. Desde luego, la intensidad de este proceso disminuye con el espesor de la masa aérea traspasada (fig. 357). Si así no fuera, en la Tierra quedaría destruida la vida orgánica.

Por la desintegración que realiza en las moléculas de aire, la radiación cósmica es el factor ionizador más potente que se conoce.

En la figura 358 están representados, en forma esquemática, se entiende, los fenómenos que esta radiación origina en la atmósfera. Omitimos la descripción de los mismos, por ser ajena a los fines de este libro.

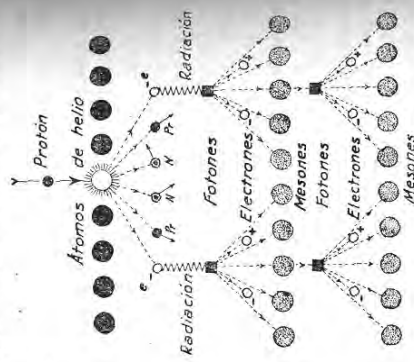


FIG. 358. — De las estrellas Super-Novas llegan a la atmósfera protones que destruyen los átomos. Los electrones, protones y neutrones liberados multiplican este efecto. Todos los procesos rematan en la formación, de electrones.

281. Radiactividad de la corteza terrestre. — En los átomos pesados, que contienen más de 86 protones en sus núcleos, la fuerza de cohe-

sión no es ya suficiente para contrarrestar su fuerza de repulsión. Estos átomos se desintegran. Es como si se encontrasen bajo la influencia de una temperatura muy elevada, capaz de alojar su estructura y producir su descomposición. El proceso fué descubierto, en 1896, por BECQUEREL, y denominado más tarde, por los esposos CURIE, *radioactividad*.

Durante esta descomposición, no sólo los átomos en sí, sino también los protones de los núcleos están en vibración. La vibración de los átomos produce una radiación térmica, y la vibración de los protones, los rayos gamma, desprendiéndose de ellos, al mismo tiempo, núcleos de helio, rayos α , y electrones, rayos β (fig. 359). Como sabemos, tanto los rayos gamma como los núcleos de helio y los electrones son capaces de ionizar el aire. El efecto es, sin embargo, pequeño, y se reduce a las bajas capas atmosféricas.

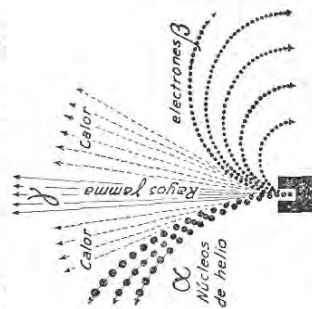


FIG. 359. — Las materias radiactivas emiten cuatro clases de radiaciones: núcleos de helio o rayos α , electrones o rayos β , rayos γ y radiación térmica.

ELSTER y GEITEL han demostrado que no sólo ciertas rocas contienen sustancias radiactivas, como radio, uranio y torio, sino también todos los componentes de la corteza terrestre, si bien en medida muy desigual. A esta radiactividad tan desigual de la superficie de la Tierra se debe el complejo estado de ionización del aire en la cercanía del suelo.

282. Clases de iones. — Como consecuencia de la acción de los factores ionizantes, existe una considerable cantidad de iones en la atmósfera. Se distinguen tres clases de iones:

a) **IONES GASEOSOS.** Si un átomo o molécula carece de uno o varios electrones, se lo llama *ion gaseoso positivo*. Según se trate de un átomo o de una molécula, y según el número de protones no compensados eléctricamente, distinguimos iones atómicos positivos monovalentes, bivalentes y plurivalentes, y iones moleculares positivos monovalentes, bivalentes y plurivalentes, respectivamente (fig. 360).

Los electrones separados de los átomos, merced a su gran velocidad pueden escapar de la atmósfera, pero pueden adherirse también a algún átomo o molécula por cuya cercanía pasen si la fuerza de atrac-

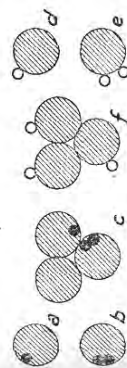


FIG. 360. — Clases de iones. a, b y c: iones positivos; d, e y f: iones negativos; a, b, d y e: iones atómicos; c y f: iones moleculares; a y d: iones monovalentes; b y e: bivalentes; c y f: trivalentes.

ción de éstas es suficiente para atraparlos. Átomos y moléculas a las cuales va adherido algún electrón se llaman *iones negativos*. De esta denominación gozan también los electrones libres.

Desde luego, los iones tienen tendencia a "normalizar" su carga eléctrica. Los iones positivos tratan de atrapar electrones; los iones negativos, de deshacerse de ellos. Los dos fines se consiguen con la unión de ellos, intercambiándose electrones. Esta *recombinación de los iones* se verifica sin cesar en la atmósfera, y es una de las causas de la continua fluctuación en que se encuentra su estado eléctrico.

b) **IONES LIVIANOS.** Los conjuntos moleculares que forman el vapor de agua, por lo común carecen de equilibrio eléctrico, sobrándoles o faltándoles electrones. Partículas de vapor de agua en tal estado se llaman *iones livianos*.

En Pilar, cerca de Córdoba, se registraron, término medio, 2 272 iones livianos por centímetro cúbico, de los cuales 1 147 suelen tener carga positiva, y 1 125, carga negativa. En comparación con el número de moléculas de aire que hay en 1 cm³, esta cantidad es, desde luego, muy pequeña.

c) **IONES PESADOS.** Partículas sólidas a las cuales se encuentra adherida alguna carga eléctrica, formada por iones gaseosos o iones livianos, se llaman *iones pesados* o iones de *LANGEVIN*. Todas las partículas sólidas se encuentran en este estado. Su número es, por esto mismo, elevado, oscilando entre 500 y 50 000 por centímetro cúbico en la cercanía del suelo. Esta cantidad disminuye rápidamente con la altura.

También los iones se encuentran en un movimiento perenne. Por la pequeñez de los mismos, este movimiento está condicionado por la intensidad del campo eléctrico en que se encuentran más que por la fuerza de gravedad. Así, la velocidad gravitacional de los iones livianos suele ser de unos centímetros por hora, pero la velocidad en un fuerte campo eléctrico, por ejemplo en una tormenta, de 10 a 100 m/sec.

Por supuesto, tanto los iones livianos como los pesados participan de los movimientos de las masas aéreas que los albergan, siendo por esta razón simples jueguetes de los vientos.

B) ESTADO ELÉCTRICO DE LA TIERRA Y DE LA ATMÓSFERA

283. **Carga eléctrica de la corteza terrestre.**— La corteza terrestre acusa una carga eléctrica negativa que se estima en unos 540 000 culombios. Recordando que un culombio representa $3\,000 \cdot 10^6$ de unidades electrostáticas de electricidad, se ve que esta carga es formidable. Comparada con ella, cualquier cantidad de electricidad conducida a la Tierra es despreciable.

La *densidad superficial* de esta carga se avalúa en 667 000 electrones por centímetro cuadrado, término medio.

En el interior de la Tierra reinaria una presión muy elevada, de unos 3 500 millones de atmósferas por centímetro cuadrado, y a la vez, una temperatura muy alta, 3 800° C. o más, todavía. En tales condiciones, los átomos no pueden conservar su equilibrio eléctrico: los electrones se separan de sus respectivos núcleos. Una vez en libertad, debido a la repulsión que existe entre ellos, se alejan lo más posible unos de otros, llegando a ocupar la corteza terrestre. Ésta es la teoría de H. HAARCK, emitida en 1937. Actualmente, sin embargo, prevalece la opinión de que la carga negativa de la Tierra tiene su fuente de provisión en las tormentas. Mas nada definitivo se sabe a este respecto.

284. **Carga eléctrica de la atmósfera.**— Las fuentes de las cuales provienen los factores ionizadores de las moléculas de aire son, como hemos visto, tres: la Tierra, el Sol y las estrellas Super-Novas. Conforme con ellas, se distinguen también tres clases de *agentes ionizadores*: terrestres, solares y cósmicos.

Los *agentes terrestres* provienen de la radiactividad de la corteza terrestre, y están constituidos por núcleos de helio, por electrones y por rayos gamma. El efecto de los mismos no es muy grande, y queda reducido a las capas aéreas cercanas al suelo. Entre los iones engendrados prevalecen los positivos, porque muchos iones negativos quedan adheridos a la tierra en los tubos capilares, por los cuales ascienden a la superficie.

Los *agentes solares* son los electrones, núcleos de helio y rayos gamma que vienen de nuestro astro rey. Los electrones llegan con una velocidad de 100 000 km/sec y más, y ionizan las capas atmosféricas arriba de los 180 km de altura. Los núcleos de helio, más pesados que los electrones, llegan con menor velocidad, unos 20 000 km/sec, pero penetran más profundamente en la atmósfera. La ionización del aire más allá de los 70 km se debe a ellos. Los rayos ultravioleta llegan con la velocidad de la luz a la Tierra. Los de onda corta ionizan el aire; los de onda media engendran el ozono. Sólo los rayos de onda larga atraviesan toda la atmósfera y llegan hasta la superficie de la Tierra.

El *agente cósmico*, formado por protones, penetra con la velocidad de la luz en la atmósfera, destruyendo las moléculas de aire que encuentra en su camino. Los electrones, protones y neutrones así libertados multiplican este efecto. La ionización del aire sobre los mares es obra casi exclusiva de este agente.

Por la facilidad con que los electrones libertados durante el proceso de ionización escapan de la atmósfera, el número de iones positivos es algo mayor que el número de iones negativos, en cualquier capa aérea que se considere. Por esta razón puede decirse, también, que la atmósfera en su conjunto posee una carga eléctrica positiva.

285. **Grado de ionización en distintas alturas.**— Si la atmósfera fuese homogénea, la máxima ionización, expresada por el número de iones por centímetro cúbico, se encontraría en su límite superior, ya que los principales agentes ionizadores son de origen extraterrestre.

La realidad es otra, sin embargo, debido a la disminución de la densidad del aire con la altura. Por esta razón, los agentes ionizadores penetran profundamente en la atmósfera antes de que alcancen el máximo grado de eficacia, momento desde el cual su poder ionizador disminuye nuevamente, como consecuencia del desgaste de su energía cinética. La Tierra está rodeada, por esta causa, de varias *capas aéreas* de acentuado grado de ionización y, por consiguiente, buenas conductoras de electricidad (fig. 361).

La radiación menos penetrante es la radiación electrónica solar. Ella sólo ioniza las capas atmosféricas muy elevadas. La llamada *capa de Appleton*, que se encuentra entre 250 y 400, ó 600, a veces hasta 1 000 km de altura, y su acompañante de verano, situado aproximadamente a 180 km de altura, se deben a este agente ionizador.

Los núcleos de helio, provenientes del Sol, alcanzan su máxima influencia entre los 90 y 130 km de altura; son los causantes, pues, de la llamada *capa de Kennelly-Heaviside*.

La radiación ultravioleta afecta sólo a una mitad de la atmósfera, la iluminada por el Sol. La existencia de una capa aérea, a 55 km de altura, llamada *capa D*, perturbadora de las transmisiones radioeléctricas, se debe a su influencia.

El máximo efecto de la radiación cósmica se encuentra, aparentemente, a 16 km de altura. A ella se debe la existencia de la llamada *capa C*.

286. Estructura eléctrica de la atmósfera. — Una subdivisión de la atmósfera en *capas* de determinadas características eléctricas puede efectuarse basándose en la clase y cantidad de iones que contienen (fig. 361). Las capas así obtenidas coinciden con las descritas en el § 43.

Estas capas son:

a) capa de iones pesados,	desde	0 hasta	2 km de altura;
b) capa de iones livianos,	"	2 "	11 "
c) estratosfera	"	11 "	80 "
d) ionosfera	"	80 "	200 "
e) electronosfera	"	200 "	1200 "

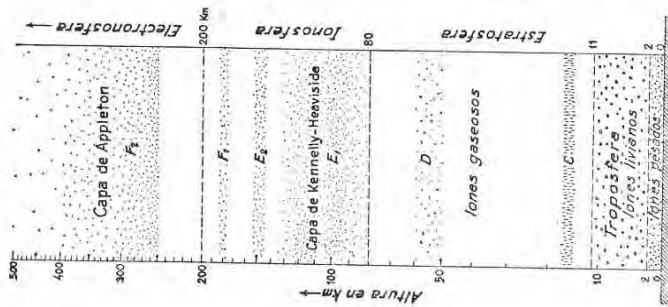


FIG. 361. — Las diversas capas aéreas que rodean a la Tierra, según sus características eléctricas.

La zona de turbulencia, que llega hasta 2 km de altura, está llena de partículas sólidas. Ésta es, pues, la *capa de iones pesados*.

La troposfera contiene vapor de agua. La mayoría de estas partículas están ionizadas. La troposfera representa, en consecuencia, la *capa de iones livianos*.

La estratosfera inferior, formada principalmente por nitrógeno, está fuertemente ionizada. No tiene una designación especial.

La estratosfera superior, compuesta por He, N₂ y O₂, posee un grado de ionización elevadísimo. A los 100 km de altura, el número de iones por centímetro cúbico se estima en 10 millones.

Por esta razón se la llama *ionosfera*.

Por encima de la ionosfera, hasta los límites borrosos de la atmósfera, se extiende la ionosfera superior, denominada recientemente esfera de dispersión, pero que más bien conviene llamar *electronosfera*, por el gran número de electrones que la atraviesan en todas direcciones, saliendo unos y penetrando otros. El número de electrones por centímetro cúbico se estima en un millón.

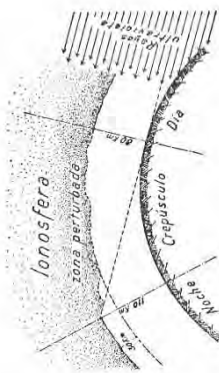


FIG. 362. — Descenso de la base de la ionosfera durante el crepúsculo matutino, debido a los rayos ultravioleta provenientes del Sol.

287. Oscilaciones de la ionosfera. — La ionización de las altas capas atmosféricas, debido a los rayos ultravioleta provenientes del Sol, es mayor durante el día que durante la noche. En consecuencia, el límite inferior de la ionosfera, coincidente con la capa de KENNELLY-HEAVISIDE, experimenta *oscilaciones en altura* que llegan a 30 km (fig. 362).

Como en esta capa se reflejan las ondas hertianas cortas, empleadas en la radio-telegrafía, se comprende que estas variaciones puedan tener consecuencias. En efecto, durante las horas del crepúsculo matutino, las ondas cortas experimentan una *reflexión anormal*, lo que puede llevar a una falsa determinación de la posición de un avión obligado a guiarse mediante instrumental.

288. Conductibilidad eléctrica del aire. — En los sólidos y los líquidos, las moléculas se encuentran "en contacto". En los mismos, la corriente eléctrica es un flujo de electrones. Semejante "flujo" no puede existir en el aire, donde las moléculas están separadas por un espacio 400 veces mayor que su propio diámetro. Una corriente eléctrica a través del aire consiste, por esta razón, en un *transporte de electrones*. Los vehículos de transporte son los "iones".

La "intensidad de la corriente" se expresa por la cantidad de electrones que atraviesan una pequeña sección en un segundo. Esta cantidad es tanto mayor cuanto mayor es el número de iones y cuanto mayor el espacio que recorren entre dos choques sucesivos. Tanto el número de iones como el espacio entre dos colisiones au-

mentan con la elevación, por lo cual la *conductibilidad eléctrica* del aire mejora progresivamente (fig. 363).

Debido al repentino aumento del número de iones en el límite superior de la estratosfera, la ionosfera y la electrosfera son buenos conductores de electricidad.

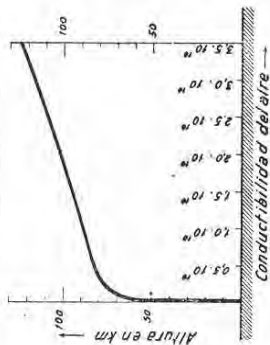


FIG. 363. — Conductibilidad eléctrica del aire en la altura, en comparación con la remanente en la superficie.

289. Régimen eléctrico de la atmósfera. — La Tierra, junto con su atmósfera, puede ser considerada como un potente *condensador eléctrico*. La armadura interior la constituye la corteza terrestre, con su carga negativa; la armadura exterior la ionosfera, con su carga positiva. El dieléctrico, o sea la capa aisladora que mantiene separadas estas dos cargas, es la masa de aire que se extiende hasta los 80 km de altura.

Si el aire fuese un aislador perfecto, la carga de la corteza terrestre influiría la carga eléctrica de las capas aéreas superiores, atrayendo la positiva y rechazando la negativa. De esta manera, los iones positivos estarían acumulados en la ionosfera, y los negativos en la electrosfera. Pero no lo es; el aire es un mal conductor de electricidad, por lo cual existe un flujo de electricidad positiva, dirigida desde la ionosfera hacia la Tierra, y otro flujo de electricidad negativa, desde la Tierra hacia la ionosfera. La mayor parte de estas corrientes se neutraliza por medio de "recombinación de los iones", pero queda un considerable remanente positivo, debido a la dificultad con que los electrones se desprenden de la corteza terrestre. Subsiste, por consiguiente, una *corriente eléctrica positiva, descendente*, dentro de la atmósfera de la Tierra (fig. 364).

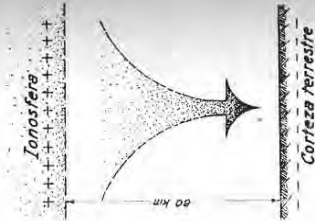


FIG. 364. — Corriente eléctrica positiva descendente, producida por la carga negativa de la corteza terrestre.

La intensidad de esta corriente se estima en 1 350 amperios para todo el globo terráqueo, y en 24 millones de amperios por kilómetro cuadrado; de modo que 1700 "cargas elementales de electricidad positiva" atraviesan un centímetro cuadrado en un segundo. Ella representa la "carga positiva" de la atmósfera. Su masa alcanza a 540 000 culombios; es, pues, igual a la "carga negativa" que posee la corteza terrestre.

Mediciones directas, efectuadas hasta 15 km de altura, y deducciones analíticas basadas en ellas, nos dan, según H. BENNDORF, el siguiente cuadro del estado eléctrico de la atmósfera:

Altura:	Carga total en culombios:	Resistencia en ohmios:	Potencial en voltios:	Gradiente potencial volt/m:	Conductibilidad en sec ⁻¹ :
80 km	5.4.10 ⁵	157	213 000	-4.0.10 ⁻⁸	6.1.10 ⁵
50 "	5.4.10 ⁵	157	213 000	-1.1.10 ⁻⁴	2.3.10 ²
30 "	5.4.10 ⁵	157	213 000	-2.1.10 ⁻³	1.2.10 ⁰
20 "	5.4.10 ⁵	156	212 000	-2.8.10 ⁻¹	8.5.10 ⁻²
15 "	5.4.10 ⁵	154	209 000	-1.1	2.3.10 ⁻²
12 "	5.3.10 ⁵	150	204 000	-2.3	1.0.10 ⁻²
9 "	5.2.10 ⁵	138	188 000	-5.1	4.7.10 ⁻³
6 "	4.9.10 ⁵	125	170 000	-11	2.1.10 ⁻³
3 "	4.3.10 ⁵	81	118 000	-25	9.7.10 ⁻⁴
1 "	3.5.10 ⁵	35	47 000	-42	5.7.10 ⁻⁴
50 m	2.9.10 ⁵	2.9	4 000	-55	4.4.10 ⁻⁴
0 "	0	0	0	-120	2.0.10 ⁻⁴

Algunos de estos datos se encuentran representados en las figuras 365 y 366. De ellos se deduce que la mayor variación de los elementos eléctricos se produce en las

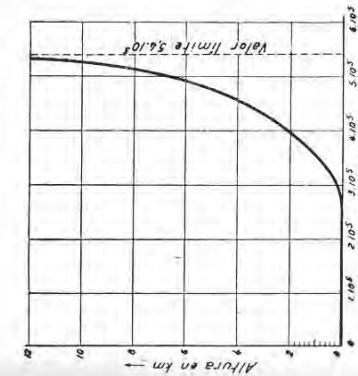


FIG. 365. — Carga eléctrica de la atmósfera, desde la superficie hasta el límite de la troposfera.

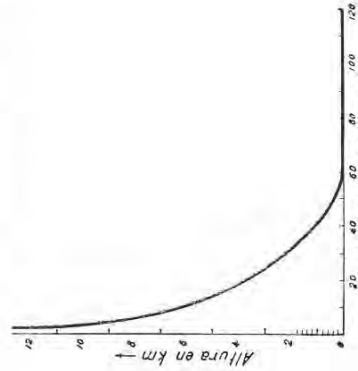


FIG. 366. — Disminución del gradiente de potencial eléctrico dentro de la troposfera.

bajas capas atmosféricas. En los primeros 50 m de aire que cubren el suelo se encuentra la mitad de la carga eléctrica de la atmósfera.

La corriente positiva que llega a la superficie estaría en condiciones de "neutralizar" la carga negativa de la corteza terrestre en sólo 40 minutos de tiempo. Esta posibilidad es contrarrestada por la *afluencia incesante de electricidad negativa* a la superficie de la Tierra, que se produce durante las tormentas, en forma de rayos.

290. Representación gráfica del campo eléctrico. — La variación de la intensidad de la fuerza de atracción de la carga negativa de la Tierra se representa mediante *superficies equipotenciales*. Estas super-

ficies unen todos los puntos del espacio en que la intensidad de la atracción es la misma.

La tierra es buena conductora de electricidad; en consecuencia, su carga eléctrica se diluye uniformemente por su superficie, de manera que la tensión resulta la misma en cualquier parte de ella. La superficie de la Tierra es, por esta razón, una superficie equipotencial.

Para una representación precisa, por supuesto, hay que tener en cuenta la "superficie real" de la Tierra, formada por los accidentes topográficos y por todos los objetos "buenos conductores" que existen sobre la misma, como ser: plantas, árboles, edificios y construcciones en general. Las superficies equipotenciales se amoldan a esta superficie real, adquiriendo forma geométrica definida recién a cierta altura (fig. 367).

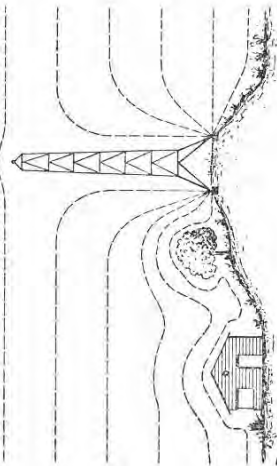


FIG. 367. — Representación esquemática del campo eléctrico de la atmósfera por medio de "superficies equipotenciales". La antena reposa sobre aisladores.

Las superficies equipotenciales poseen una forma sencilla sólo durante el "buen tiempo". Viento, condensación del vapor de agua, precipitaciones, y en mayor proporción aún la convección térmica, originan grandes deformaciones en ellas, que pueden rematar en la producción de chispas eléctricas de 50 km de longitud.

C) ELECTRICIDAD DE LAS NUBES Y TORMENTAS

291. Generalidades. — Entre los iones que se encuentran en el aire tienen particular importancia los *iones livianos*, formados por "partículas de vapor de agua". También entre estos iones prevalecen los de carga positiva. Por esta razón, en las gotas de agua, granos de hielo y copos de nieve que caen al suelo, predomina asimismo la carga eléctrica positiva.

Así es, en efecto. El 75 % de las lluvias generales, producidas por la lentísima elevación y enfriamiento de aire húmedo, acusa carga positiva. También la mayoría de las precipitaciones que se producen durante las tormentas tienen este mismo signo. Sólo en las nevadas no se nota preferencia por el mismo.

Para un examen más detallado de este fenómeno conviene partir de la suposición, bastante acertada, de que todos los productos de condensación se encuentran originariamente en un estado eléctrico neutro. Esto facilita la búsqueda de las fuerzas que pueden originar la separación de las electricidades y efectuar su concentración en determinadas partes de las nubes y tormentas, y su precipitación con determinadas características eléctricas.



292. Separación de las electricidades. — La separación de las electricidades contenidas en los productos de condensación, especialmente en las gotas de agua, puede producirse de varias maneras.

a) Las gotas de agua son influidas por la carga negativa de la corteza terrestre, de manera que la carga positiva ocupa su parte inferior y la negativa la superior. La velocidad de su caída depende, desde luego, de su tamaño. Durante la caída, las gotas grandes, pesadas, alcanzan a las pequeñas, livianas. Cuando la gota alcanzada es relativamente pequeña, menor de 1/2 mm, nada particular sucede; las gotas se unen, sin mayor variación en su estado eléctrico. Pero cuando es grande, debido a la violencia del choque, de la parte superior de la gota chocante se desprenden pequinísimas gotas cargadas de electricidad negativa, por lo cual la gota unida acusa carga positiva (fig. 368). Las gotitas desprendidas siguen flotando en el aire, o son elevadas por las corrientes aéreas, mientras que las gotas unidas prosiguen su caída. De esta manera, la carga eléctrica positiva se concentra progresivamente en la parte baja de la nube, y la negativa, en la parte alta.

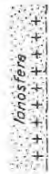


FIG. 368. — Al chocar dos gotas de agua durante su caída, de la chocante se desprenden pequinísimas gotas, con carga eléctrica negativa.



FIG. 369. — Según C. T. Wilson, una gota absorbe, durante su caída, más iones negativos que positivos, cargándose en consecuencia con electricidad negativa.

Este proceso, descubierto por J. Elster y H. Geitel en 1885, permite explicar la carga positiva de las lluvias generales, pero no la formación de los potentes campos eléctricos de las tormentas, por lo que su valor es relativo.

b) Según C. T. Wilson, una gota polarizada capta durante su caída más iones negativos que positivos, cargándose, por esta razón, en medida creciente con electricidad negativa.

Los portadores de este proceso serían los siguientes: Los iones negativos son "atraídos" por la carga positiva de la gota, concentrada en su parte inferior; sus trayectorias se acercan a ella. Los iones positivos, al contrario, son "repelidos" en el primer momento por este mismo motivo, y atraídos más tarde por la carga negativa de la gota ubicada en su parte superior (fig. 369). La consecuencia sería que la gota adquiere

cada vez mayor carga negativa. El hecho de que la mayoría de las precipitaciones acusen carga positiva y no negativa aconseja, sin embargo, no sobreestimar el valor de esta teoría.

c) Si suponemos que la carga negativa ocupa la superficie de la gota, y que la positiva está concentrada en su interior, entonces, al desprenderse de la misma pequeñas gotas, éstas le quitarán carga negativa, de manera que principiará a acusar carga positiva (fig. 138). Este desprendimiento se realiza durante la *pulverización de la gota*, producida por el viento fuerte, turbulento.

El descubridor de este fenómeno fué P. LENARD, en 1915, quien explicó, basándose en el mismo, la formación de "electricidad en cascadas". En la tabilla siguiente indicamos las características que debe tener el viento para que se realice la pulverización.

Diámetro de la gota:	Velocidad para la sustentación:	Velocidad para la pulverización:	Oscilación necesaria:
2,5 mm	6,4 m/sec	20,0 m/sec	13,6 m/sec
3,0 "	6,9 "	17,6 "	10,7 "
3,5 "	7,4 "	15,8 "	8,4 "
4,0 "	7,7 "	14,1 "	6,4 "
4,5 "	8,0 "	13,0 "	5,0 "
5,0 "	8,0 "	12,0 "	4,0 "
5,5 "	8,0 "	10,9 "	2,9 "

G. C. SIMPSON señaló, ya en 1909, que la pulverización de las gotas puede ser la causa de la separación de las electricidades dentro de las nubes, porque las gotitas desprendidas son arrastradas por el viento y dispersadas por toda la nube, mientras que los restos pesados permanecen en el lugar o prosiguen su caída. Por esta razón, la carga positiva llega a ocupar la parte baja de la nube, y la negativa, la parte alta.

d) El zumbido particular que se oye en los receptores de radio en la cercanía de nubes de hielo sugirió a W. FINDEISEN la idea de que en las mismas se opera una separación de electricidades. Según su modo de ver, durante la "adhesión" de las partículas de vapor de agua a los cristales de hielo y de nieve, estos últimos se cargarían positivamente, y durante el "despego", negativamente. Análogo sería también el efecto de la adhesión de gotitas de agua en estado sobrefusionado a los granos de hielo; éstos quedarían cargados positivamente.

La explicación de estos fenómenos se puede intentar basándola en la *tensión de contacto*, llamada también *efecto de Volta*, que se produce cuando dos metales son separados bruscamente. Como es sabido, los dos metales quedan cargados con electricidades de distintos signos. El agua se comportaría, pues, en sus diversas fases, como los metales.

FINDEISEN cree haber comprobado experimentalmente que durante los procesos mencionados se desprenden pequeñas *esquirlas de hielo* de los núcleos, de unos

0,02 mm de diámetro. La mayoría se separaría en estado eléctrico neutro; algunas entre ellas acusarían, sin embargo, una pequeña carga eléctrica, cuya tensión oscilaría entre 0 y 2 voltios. El signo de la carga parece depender de las temperaturas reinantes. Si la temperatura de la cáscara del grano es mayor que la del núcleo, las esquirlas se desprenderían con carga negativa, quedando el núcleo cargado positivamente; y a la inversa, cuando es menor, se desprenderían con carga positiva, quedando el núcleo cargado negativamente.

La eficacia de los tres procesos mencionados estaría representada por la relación 1:4:1.000. La intensidad que tendría el último de ellos sería de $3 \cdot 10^{-18}$ culombios por centímetro cuadrado y por segundo.

Es digno de mencionar, en esta oportunidad, que las esquirlas desprendidas bien pueden representar otros tantos *núcleos de sublimación* nuevos, hecho que podría explicar la sorprendente rapidez con que el agua pasa del estado gaseoso al estado sólido dentro de una nube muy fría.

e) Es muy probable que también la *evaporación* desempeñe un papel de importancia en esta separación de las electricidades. Como sabemos, en lo alto de la atmósfera la insolación es fuerte, el aire seco y los vientos intensos, factores todos que facilitan la evaporación. Ésta se verifica, ante todo, en la parte superior de los productos de condensación, donde se encuentra influida la carga eléctrica negativa. Por esta razón, las nubes altas, expuestas a los rayos solares, bien podrían adquirir carga eléctrica positiva.

También debajo del nivel de condensación se nota la influencia eléctrica de la evaporación. Las partículas que se desprenden de la parte inferior de las gotas, granos de hielo y copos de nieve en caída les quitan electricidad positiva, de manera que su carga negativa se acentúa cada vez más y más.

293. Electricidad de las nubes.— a) Las nubes cúmulus son originadas por las corrientes verticales poco intensas, que comúnmente no pasan la isoterma de -10° y están formadas exclusivamente por pequeñas gotas de agua que, al cruzar en su caída el nivel de condensación, se evaporan rápidamente. Por esta razón se las llama *nubes de buen tiempo* (fig. 370). En esta clase de nubes no se verifica una separación de las electricidades. El reducido tamaño de las gotitas y la poca intensidad de las corrientes ascendentes no consigue realizarlo. En consecuencia, las "nubes de agua" no poseen cargas eléctricas diferenciadas.

b) Si, al contrario, las corrientes verticales son intensas, la nube en

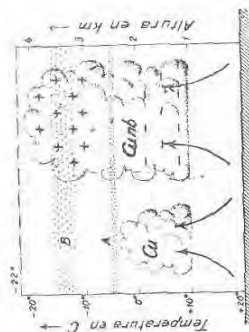


Fig. 370. — El cúmulo de "buen tiempo", formado por gotitas de agua, no acusa cargas eléctricas diferenciadas. El cumulonimbus, "tormenta incipiente", formada por cristales de hielo, tiene ya cargas diferenciadas, pero es todavía eléctricamente inactivo. A y B representan capas aéreas con núcleos de sublimación.

formación atraviesa ya la isoterma de -10° . En este caso puede haber sublimación de vapor de agua y, por esta razón, formación de cristales de hielo y de nieve, que, como recordamos (§ 161), facilitan la formación de grandes gotas de agua, capaces de llegar al suelo en forma de un chaparrón. Nubes de tales características pueden llamarse, por esta razón, *tormentas incipientes* (fig. 370).

La extensión vertical de las tormentas incipientes, el tamaño de los productos de condensación que contienen y la intensidad de las corrientes aéreas que las atraviesan son todos factores que permiten ya la separación de las electricidades, pero **no todavía en la medida necesaria como para producir truenos y relámpagos**. Se trata, pues, de nubes **cúmulonimbus, eléctricamente aún inactivas**.

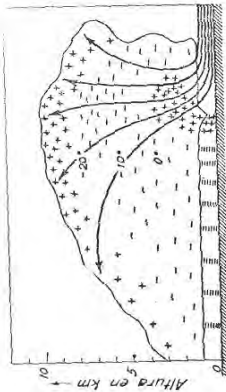


FIG. 371. — Distribución de las cargas eléctricas en una nube de tormenta, según las observaciones de Simpson y Scrase.

La separación de las electricidades se efectúa de tal manera, que en la parte superior de la nube queda concentrada la carga positiva, y en la parte inferior, la carga negativa. Esta distribución puede ser atribuida: en la parte alta de la nube, a la influencia de la evaporación, y en la baja, a la adhesión de los iones negativos a las gotas de agua en caída, según la teoría de Wilson.

294. Electricidad de las tormentas. — Si el aire que se eleva del suelo es muy caliente y muy húmedo, y propicio el gradiente térmico existente en el espacio, las corrientes ascendentes pueden alcanzar una velocidad de hasta 35 m/sec. En este caso, la cantidad de vapor de agua eliminado resulta grandísima, y la nube formada, altísima. Las gotas de agua arrastradas por las corrientes verticales, al atravesar la isoterma de -22° se evaporan rápidamente, en beneficio de los cristales de hielo existentes, o simplemente se adhieren a los mismos, aumentando así su peso. Al debilitarse las corrientes principia la caída de estos granos de hielo, y con ello la separación de las electricidades. Los campos eléctricos que se forman durante este proceso llegan a ser tan fuertes, que dan motivo a descargas eléctricas que percibimos como truenos y relámpagos. Desde este momento la nube queda transformada en una **tormenta**. En consecuencia, la tormenta es una nube **cúmulonimbus eléctricamente activa**.

La distribución de las electricidades en una nube de tormenta está representada en la figura 371. La parte alta de la misma posee carga

positiva; la media, carga negativa, y la baja, nuevamente carga positiva. Para la explicación de esta distribución se dispone de dos teorías:

a) La **TEORÍA DE SIMPSON**, que se basa en el efecto de LENARD antes descrito, o sea que si una gota de agua es pulverizada, las gotitas desprendidas llevan carga negativa, quedando el resto de la gota cargada positivamente. La separación de las electricidades la efectúa el viento y la gravedad. La parte positiva queda concentrada en la parte baja delantera de la nube de tormenta, mientras que la negativa es dispersada en la parte restante.

En la figura 372 está representado detalladamente este proceso. Como se ve, el aire penetra en la nube desde el lado derecho. Las corrientes ascendentes alcanzan su máxima intensidad, más de 8 m/sec, en el espacio designado con la letra A, disminuyendo luego su ímpetu. A través de este espacio no puede caer, pues, ninguna gota; el viento es demasiado fuerte para ello. Por eso las trayectorias de las gotas están desviadas. La pulverización de las mismas se efectúa en

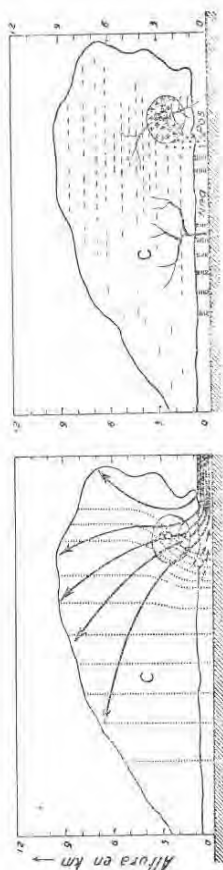


FIG. 372. — Separación de las electricidades en una nube de tormenta, según Simpson.

el espacio B, que llamaremos "corazón de la tormenta". Las gotitas despegadas, cargadas de electricidad negativa, son arrastradas inmediatamente por los vientos y esparcidas por toda la nube, espacio señalado con la letra C. Los restos de las gotas, un tanto pesados y cargados positivamente, permanecen más o menos en el mismo lugar, crecen nuevamente, por adhesión de vapor de agua, y aprovechando las pausas del viento prosiguen su caída hacia la tierra. Las precipitaciones que caen de la parte delantera de la tormenta acusan, por esta razón, carga positiva; las que caen de la parte trasera, carga negativa.

Combinando esta teoría con el efecto de la evaporación se obtiene un cuadro de la distribución de la electricidad dentro de una nube de tormenta, tal como resulta de la observación.

b) La **TEORÍA DE FINDEISEN Y WICHMANN**, que supone que de los granos de hielo en caída se desprenden esquirlas, cargadas de electricidad negativa. Estas esquirlas, debido a su reducido peso, quedarían flotando en el espacio, mientras que los granos de hielo, considerablemente más pesados y en continuo crecimiento, prosiguen su caída. De esta manera, la carga eléctrica positiva se acumularía en la "capa baja" de la tormenta, comprendida entre el nivel de condensación y

la isoterma de 0° , y la carga negativa, en la "capa media", entre las isotermas de 0° y -10° .

Los mismos investigadores tratan de explicar también la carga positiva de la "capa superior", pero la explicación carece de la necesaria sencillez para que pudiera considerarse verídica. Nada extraño sería que también en este caso el efecto eléctrico de la evaporación supliera las deficiencias de la teoría.

La figura 373 muestra la distribución de las electricidades dentro de una nube de tormenta, según estos investigadores. La parte izquierda representa una sección transversal, y la parte derecha, una sección longitudinal a través de la misma.

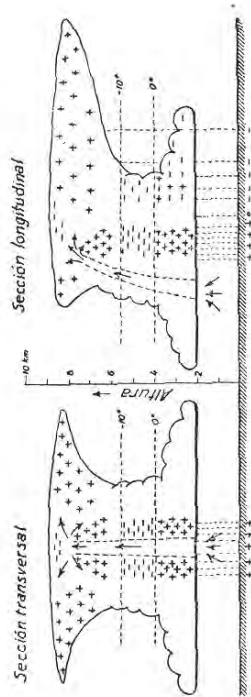


FIG. 373. — Separación de las electricidades en una nube de tormenta, según H. Wichmann.

Como se deduce del tono de esta descripción, la explicación del estado eléctrico de las nubes y de las tormentas es un capítulo débil de la meteorología. Disponemos de varias teorías al respecto, es verdad, pero desconocemos todavía el grado de certeza de ellas. Hacen falta más observaciones directas del estado eléctrico de las tormentas, desde el momento de su formación hasta su extinción, antes de poder inclinarse por alguna de ellas.

D) DESCARGAS ELÉCTRICAS

295. Descargas silenciosas. — El suelo está cubierto de infinitad de objeto en punta, tales como los pastos, plantas y árboles, y también las piedrecitas y granos de arena. Por eso la distribución de su carga eléctrica es muy desigual, siendo especialmente favorecidas, en cuanto a densidad, las puntas de los objetos. Cuando en lo llano el "gradiente de potencial" alcanza un valor de 150 volt/cm, la repulsión entre los electrones que ocupan las puntas es ya tan grande que puede comenzar el desprendimiento de ellos. La intensidad de la descarga así iniciada se estima, término medio, en 10^{-10} amperios/cm².

Estas descargas, a pesar de desempeñar un papel de importancia en el régimen eléctrico de la atmósfera, no son percibidas por la vista ni por el oído, porque los electrones desprendidos no alcanzan a ser acelerados en medida apreciable por el campo eléctrico circundante. Por eso se las llama *descargas silenciosas*.

De esta manera "silenciosa" actúan también, de continuo, las puntas de los *pararrayos*. Sin embargo, la eficacia de los mismos para neutralizar cargas eléctricas presentes en la atmósfera no supera mayormente el efecto que produce cualquier planta o árbol.

296. Fuego de San Telmo. — Cuando la tensión eléctrica en lo llano llega a los 1 000 volt/cm, los electrones se desprenden ya de las puntas de los objetos con mayor facilidad, y son considerablemente acelerados por el campo eléctrico existente; de manera que cuando chocan contra alguna molécula de aire pueden ya afectar su enjambre de electrones, sacando de sus órbitas a unos y formando las órbitas de otros. Los electrones liberados son a su vez acelerados y pueden repetir este mismo proceso, mientras que los electrones de las órbitas deformadas, al volver a sus órbitas normales, emiten una energía que es percibida por nuestra vista como una onda luminosa. De este modo, en las puntas de los mástiles y los pararrayos se observa a veces un penacho de luz rojo violeta, llamado *fuego de San Telmo* (fig. 374). La intensidad de esta especie de descarga se estima en 10^{-4} amperios/cm², o sea un millón de veces mayor que la de las descargas silenciosas.

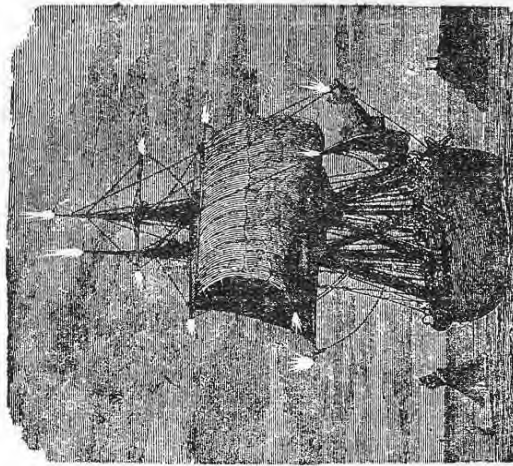


FIG. 374. — Fuego de San Telmo, en las puntas de los mástiles.

297. Luz de los Andes. — La luminosidad de las descargas silenciosas crece a medida que disminuye la densidad del aire, ya que entonces los electrones pueden ser acelerados más fuertemente, antes de que choquen con alguna molécula de aire y la ionicen. Por esta razón en las altas montañas, cubiertas de infinitad de objetos en punta, pueden producirse descargas del estilo del fuego de San Telmo, en escalas sumamente grandes, con una luminosidad que alcanza kilómetros de altura y que se repite a cortos intervalos.

Este fenómeno, conocido por *luz de los Andes*, se observa también,

en épocas secas, en las serranías de Córdoba, siendo de la clase de *descargas silenciosas*. A él se debe la ausencia de sombras en lo alto de los Andes, así como la claridad uniforme de sus campos de nieve.

298. Relámpagos de calor. — Durante el verano, con frecuencia se observa que una nube de tormenta se ilumina repentinamente, sin que se vea rayo alguno o se perciba un trueno. Esto sucede cuando en la nube ha ocurrido una *descarga silenciosa*. Que tales *descargas* acaecen de veras es cosa comprobada por el análisis espectral, que de los relámpagos y rayos suministra un "espectro de rayas", en tanto que de las descargas silenciosas un "espectro de bandas".

Estas descargas, llamadas *relámpagos de calor*, acusan mucha semejanza con la luz de los Andes. También la producción de ellas está en relación con la poca densidad del aire en la altura, desempeñando el papel de "objetos en punta" los cristales de hielo y nieve, y las gotitas de agua estiradas por la influencia del fuerte campo eléctrico existente. El relámpago de calor es, pues, un fuego de San Telmo en infinidad de realizaciones simultáneas, en la parte culminante de una nube de tormenta.

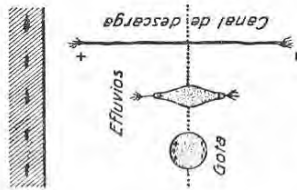


Fig. 375. — Iniciación de una descarga eléctrica con la rotura de una gota de agua.

cia a compensarse y neutralizarse. Todo este violentísimo proceso lo percibimos como un brillante trazo de luz, acompañado de un fuerte chasquido, seguido de un prolongado retumbo. Cuando la descarga se produce dentro de la nube la llamamos *relámpago*, y cuando ocurre entre la nube y tierra, *rayo*.

La descarga se inicia en alguna gota situada en la superficie de separación de las dos cargas eléctricas (fig. 375). Debido a la atracción que estas cargas ejercen, la gota se alarga, concentrándose en uno de sus extremos su carga positiva, y en el otro la negativa. Cuando el gradiente de potencial alcanza el valor antes mencionado, comienza el desprendimiento de los iones positivos en una dirección, y de los iones negativos, consistentes en simples electrones, en otra. Los electrones desprendidos son fuertemente acelerados por el campo eléctrico existente. La gran velocidad

que así adquieren los capata para "ionizar" las moléculas de aire que encuentran en su camino. Los electrones libertados durante los choques llevan adelante el efecto ionizador, preparando de esta manera el futuro canal de descarga. Este proceso se propaga en una dirección preponderante, pero con infinitas ramificaciones que no son perceptibles a simple vista ni captadas por los aparatos fotográficos. El futuro canal de descarga adquiere de este modo una forma arborescente. Los tentáculos que penetran en un ambiente poco propicio se extinguen; los que encuentran un ambiente favorable, se alargan y robustecen. El aumento del gradiente de potencial en el frente de estas ramificaciones, debido a la deformación de las superficies equipotenciales, facilita el avance del proceso, y con ello la prolongación del canal (figs. 376 y 377).

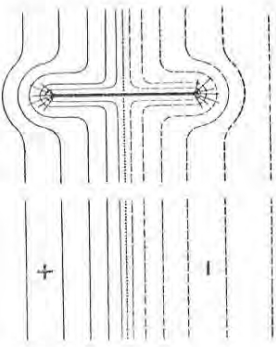


Fig. 376. — El "canal de descarga", lleno de iones, ejerce el mismo efecto sobre las superficies equipotenciales que un buen conductor: las deforma, produciendo a la vez un incremento del gradiente de potencial en sus frentes.

Ya durante este proceso de ionización se efectúa el *relleno progresivo del canal* en formación, desplazándose —debido a la atracción ejercida por los campos eléctricos existentes— los iones positivos hacia uno de los extremos, y los iones negativos hacia el otro, afluendo además, cuando el caso lo requiere, para completar la carga, una cantidad adecuada de electricidad de la descarga. Se la suele denominar *proceso de relleno* es la segunda fase de la descarga.

En el momento en que el canal de descarga toca el suelo se produce la *descarga principal*, en dirección contraria a su crecimiento, o sea de la tierra a la nube. La masa eléctrica, desprendida de la corteza terrestre, que invade el canal de descarga, neutraliza su carga eléctrica. Este proceso es frecuentemente obstaculizado por la elasticidad del aire del ambiente, que trata de "estrangular" el canal de descarga recientemente abierto. La consecuencia es que todo este proceso de descarga puede repetirse varias veces. Hubo un caso en que se observaron 27 descargas sucesivas por el mismo canal.

Terminada la descarga se percibe todavía, por breve tiempo, una débil luminosidad, en el lugar que ocupaba el canal, como consecuencia de la *recombinación de los iones*, fenómeno que se va extinguiendo a medida que se neutraliza la carga restante en el mismo. Estas cuatro fases de que se compone el proceso de descarga que llega a afectar la superficie de la tierra, se distinguen nitidamente en la figura 378, obtenida por medio de un aparato fotográfico rotativo. Los intervalos de la escala de tiempo que figura en la misma representan sólo cienmilésimas de segundo, lo que ilustra acabadamente acerca de la extraordinaria velocidad con que se desarrollan los fenómenos parciales. La descarga se inicia con el desprendimiento de los electrones que ionizan el aire, preparando

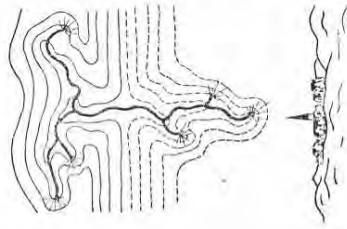


Fig. 377. — Campo eléctrico en las proximidades de una descarga eléctrica, representado por superficies equipotenciales.

así el futuro canal de descarga. El progresivo avance de este proceso y el sucesivo relleno del canal está señalado con las letras A a G, esta última ya en la superficie de la tierra. Terminada la preparación de este canal, la descarga principal se produce en dirección contraria, de G a A, o sea "de la tierra a la nube", en forma intermitente. Después de esta descarga principal se percibe todavía, por breves instantes, una débil luminosidad, que se extingue a medida que se neutraliza la carga eléctrica que llena el canal.

La figura 379 representa otra descarga de interés. La parte superior muestra la fotografía obtenida por medio de una cámara fija, y la inferior, con una cámara giratoria. La punta de la torre y la chimenea que se ven en la parte

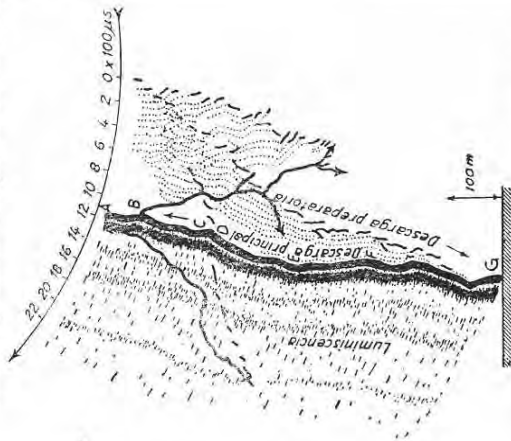


FIG. 378. — Estructura de una descarga eléctrica, revelada por una cámara fotográfica en rotación, según Schonland.

superior, y que reaparecen con cada nueva descarga en la parte inferior. permiten individualizar las distintas descargas. El número de éstas llegó a 6. Como se deduce de la figura, la ramificación del rayo principal en la parte superior es sólo aparente: la primera descarga se efectuó por la rama derecha del canal, y las cinco restantes, por la rama izquierda.

He aquí algunos datos complementarios:

Las descargas eléctricas se desarrollan, por lo general, en tiempo brevísimo, que no pasa de algunos milésimos de segundo, y con una velocidad elevadísima, que se estima en unos 2 000 km/sec. La longitud del canal de descarga, o sea del relámpago, suele ser de 2 km. Un relámpago de 10 km de longitud es ya poco frecuente, y uno de 50

km, una excepción. El diámetro del canal suele tener unos centímetros, nunca más de medio metro. La masa eléctrica desplazada por una descarga se estima, término medio, en 10 culombios, y en casos excepcionales, en 100 culombios. La diferencia de potenciales entre los extremos de un relámpago depende, desde luego, de la longitud del mismo y de la altura en que se produce. Cuanta mayor es la altura, menor es esta diferencia. Un relámpago de 2 km de longitud, supuesto sin ramificación alguna, requiere una diferencia de potenciales de 30 millones de voltios; uno de 8 km de longitud, 60 millones. La intensidad de la corriente eléctrica producida por la descarga suele ser de 10 000 amperios.

El brillo del relámpago es la luz que emiten las moléculas de aire, excitadas durante el proceso de ionización, al volver a su estado normal. Su inevitable acompañante, el trueno, es el movimiento vibratorio de la masa aérea circundante, debido a la compresión y subsiguiente dilatación del aire, afectado por el proceso de ionización. La luminosidad del relámpago se propaga a través del espacio a razón de 300 000 km/sec; su acompañante el trueno, sólo a razón de 333 m/sec. La distancia a que se inició la descarga puede ser determinada, por esta razón, con facilidad. Cada 3 segundos de diferencia de tiempo entre el relámpago y la percepción del trueno equivale a 1 km. Los truenos se oyen hasta una distancia de 3 leguas, o sea aproximadamente 15 km.

EjemPlo: Supongamos que en una tormenta se produce un relámpago de $L = 2$ km de longitud cada segundo, durante una hora entera. ¿Cuál es la energía liberada, si suponemos que en cada relámpago se neutraliza, en un lapso $t = 0,001$ segundo, una masa eléctrica $Q = 10$ culombios, y si admitimos que la diferencia de potenciales eléctricos entre los dos extremos del relámpago es de $V = 30 \cdot 10^6$ voltios?

La intensidad de la descarga es $I = Q : t = 10 : 0,001 = 10\,000$ amperios. El trabajo realizado, $Tr = Q \cdot V = 10 \cdot 30 \cdot 10^6 = 3 \cdot 10^8$ julios. Recordando que $3,6 \cdot 10^6$ julios representan 1 kilowatt-hora, resulta que la energía de una descarga equivale $3 \cdot 10^8 : 3,6 \cdot 10^6 = 83,33$ kWh. Si quisiéramos producirlo artificialmente y calcular su costo, resultaría el siguiente: Un kilowatt-hora cuesta actualmente \$ 0,50, de manera que cada relámpago costaría \$ 50, y las 3 600 descargas que se producen en la tormenta, \$ 180 000 en total.

Uno de los principales efectos de las descargas es la generación de calor. El equivalente calórico de un julio son 0,239 pequeñas calorías, *gcal*, de manera que la cantidad de calor producido en cada relámpago es $C = Tr \cdot 0,239 = 3 \cdot 10^8 \cdot 0,239 = 72 \cdot 10^6$ *gcal*. Esta energía se encuentra dispersada en el espacio que ocupa el relámpago. Si para el mismo suponemos una sección $s = 10$ cm² y una longitud $L = 2$ km, este espacio es $E = s \cdot L = 10 \cdot 2 \cdot 10^5 = 2 \cdot 10^6$ cm³. En cada centímetro cúbico se encuentra, por consiguiente, una cantidad de calor $c = C : E = 72 \cdot 10^6 : 2 \cdot 10^6 = 36$ calorías. Este valor, en la mayoría de los casos superado en las tormentas, explica la extrema peligrosidad de las descargas eléctricas, tanto para los seres vivos como para las materias inflamables o combustibles.

300. Rayo rosario. — La desaparición del rayo no es siempre instantánea. Su disolución se efectúa, a veces, con cierta anomalía, quedando

visibles, por un breve lapso, en los lugares de mayor resistencia eléctrica, masas luminosas de forma esférica. La ubicación de estas masas a lo largo de la línea que ocupaba el canal de descarga ha sugerido su denominación de *collar de perlas* o *rayo rosario*.

301. Rayo globular. — Luego de haberse producido una descarga eléctrica puede observarse a veces, por tiempo que no pasa de un minuto, una masa luminosa de forma esférica, llamada *rayo globular* o *bola de fuego*, que cruza lentamente el espacio. Su tamaño raras veces sobrepasa el de un melón. Si penetra en un recinto cerrado, sigue de preferencia el curso de la instalación eléctrica. En algunos casos estas masas desaparecen silenciosamente; en otros se disuelven acompañadas de un fuerte estampido. Se desconocen todavía los pormenores de su formación.

E) DEFENSA CONTRA LAS DESCARGAS

302. Particularidades de las descargas. — La descarga eléctrica es un "río de iones". Este río fluye por el camino de menor resistencia, aprovechando los buenos conductores que encuentra en su camino.

Los electrones, igual que los iones de un mismo signo, se repelen. Por esta razón, si un conductor posee una sección suficientemente grande, la descarga pasa por su superficie, sin afectar su interior.

El avance de la descarga se efectúa por medio de efluvios, de 5 a 7 m de longitud. Si uno de los efluvios encuentra un buen conductor, la descarga lo toma por camino.

Los efectos de la caída de un rayo son múltiples, la mayoría de ellos peligrosos para los seres vivientes y dañino para las obras humanas. Su principal peligro reside en el calor que se engendra en la descarga y en la extrema violencia de ellas.

Efectos mecánicos. El rayo destroza los malos conductores, parte los troncos y ramas de los árboles, agrieta los edificios y lanza objetos a grandes distancias.

Efectos térmicos. El rayo funde los buenos conductores de sección insuficiente, incendia los árboles, bosques y edificios, e inflama las substancias propicias. Si el rayo cae en terreno arenoso, funde los granos. Éstos, al aglutinarse, forman tubitos alargados, conocidos con el nombre de "fulguritas".

Efectos magnéticos. Toda descarga eléctrica produce en su proximidad un intenso "campo magnético", que modifica la imanación de las brújulas, magnetiza las piezas de acero y daña las partes vitales de los relojes y cronómetros.

Efectos químicos. Las moléculas de oxígeno, O_2 , son paridas por el rayo en átomos, O . Éstos, a su vez, se adhieren a las moléculas existentes, formando así conjuntos nuevos, triatómicos, O_3 , llamado ozono, con fuerte olor a azufre. Ade-

más, las descargas eléctricas combinan el oxígeno, nitrógeno y vapor de agua que hay en la atmósfera, produciendo ácido nítrico y ácido nítrico: $N_2 + 2O_2 + H_2O = NO_2H + NO_2H$. Estos ácidos son recogidos por la lluvia. Una parte del ácido nítrico se combina con el amoníaco, NH_3 , y forma una sal, nitrato de amoníaco, NO_2NH_4 . De este modo, el nitrógeno del aire es transformado en alimento de los vegetales, y por intermedio de éstos, también en alimento de los animales.

Efectos fisiológicos. El rayo puede ocasionar la muerte al ser viviente cuyo cuerpo ha empleado como camino. Si el efecto no es mortal, por lo menos ocasiona fuerte congestión cerebral y derrames sanguíneos interiores, acompañados siempre de quemaduras de la piel. Es también frecuente la quemadura de los vestidos, como también una ceguera pasajera de las víctimas.

Efectos psicológicos. El sistema nervioso de algunas personas que se encuentran dentro de la zona de una fuerte tormenta eléctrica es a veces alterado. A menudo ese trastorno se traduce en un verdadero temor por los fenómenos que aceren a su alrededor.

303. Pararrayos. — Para la protección de las viviendas humanas y de las construcciones en general se usa el *pararrayos*, inventado por BENJAMÍN FRANKLIN en 1752. Consiste de una barra de hierro de 1 a 3 m de longitud, galvanizada en su extremo, instalada en el lugar más alto del edificio y que, mediante un cable de acero de 1 cm^2 de sección, comunica con una gran placa metálica, hundida en tierra húmeda.

Un pararrayos protege el edificio sobre el cual está colocado únicamente dentro de un radio de unos 7 m, extensión que alcanzan los efluvios, por medio de los cuales el rayo busca camino. Si un efluvio alcanza un "hilo" de la descarga silenciosa que emana del pararrayos, el rayo se dirige hacia el pararrayos y por él va hacia la tierra (fig. 380). Si la descarga se produce a mayor distancia que la dicha, el pararrayos puede no ejercer influencia alguna. Los edificios que han de defenderse de las descargas eléctricas deben contar con un pararrayos cada 10 m. Éstos deben estar conectados entre sí, y comunicar por varios conductos apropiados, por el camino más directo, con tierra húmeda.

304. El hombre y el rayo. — Todo cuerpo buen conductor que sobresalga de la superficie de la tierra puede ser considerado un pararrayos, o sea un objeto por el cual "tienden" a pasar las descargas eléctricas de una tormenta. El cuerpo humano es buen conductor de electricidad; de ahí el gran peligro en que se encuentra durante una tormenta.

Para disminuir este peligro es aconsejable:

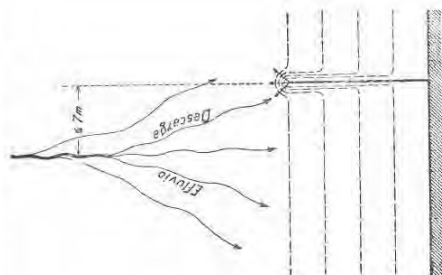


FIG. 380. — Un pararrayos defiende contra una descarga eléctrica sólo dentro de un radio de 7 m, espacio que atraviesan los efluvios, por medio de los cuales el rayo busca el camino de menor resistencia.

- a) permanecer durante la tormenta en habitaciones cerradas;
- b) quitarse de encima todo objeto metálico;
- c) alejarse de los buenos conductores;
- d) calzar zapatos con suela de goma.

En el campo conviene:

- e) evitar las alturas;
- f) no guarecerse debajo de los árboles;
- g) preferir los bajos del terreno;
- h) tumbarse en el suelo;
- i) no llevar encima objeto metálico alguno.

Relativamente seguros nos encontramos en automóvil, ómnibus o tren.

La cercanía de los árboles es peligrosa, porque éstos atraen a los rayos, y como carecen de capacidad para conducir a tierra toda la descarga, parte de ésta pasa a tierra directamente, atravesando el aire y el cuerpo humano si la persona se encuentra debajo del árbol. Además, el gran calor que produce el rayo volatiliza el agua que contiene la corteza y dilata el aire encerrado en las cavidades, lo que produce un violento desprendimiento de astillas del tronco, y trozos de la corteza.

Efecto desagradable producen también las descargas que se producen en la proximidad del hombre, debido a la fuerte influencia eléctrica que ejercen sobre su organismo.

305. El avión y la tormenta.

— El campo eléctrico de la atmósfera, tanto en "tiempo bueno" como en "tiempo tormentoso",

tiene particular importancia para las aeronaves.

Durante el vuelo, el avión choca contra una infinidad de iones. Entre éstos prevalecen los de carga positiva. Por esta razón, el avión llega a tierra con carga positiva. Pero el suelo posee carga negativa. Al tocar el avión se puede producir, por consiguiente, una chispa. La mayor chispa observada hasta hoy es de 3 m de longitud.

Es particularmente peligroso el *amarre de los dirigibles* si éstos están cargados con gas hidrógeno. En el momento de amarrar, la carga positiva es llevada a tierra, quedando cargado el dirigible, en consecuencia, negativamente. Desde ese momento el dirigible semeja un gran pararrayos (fig. 381). Si el tiempo es tormentoso, y esto ocurre cuando el gradiente de potencial es muy elevado, en las cercanías de las puntas del timón pueden producirse tensiones peligrosas, capaces de motivar una descarga eléctrica. Así se produjo el incendio del gran dirigible *Hindenburg*, en el aeropuerto de Nueva York, el 8 de julio de 1936.

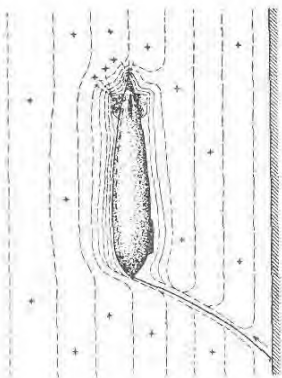


Fig. 381. — El dirigible, en el momento de ser amarrado, se carga de electricidad negativa. Esta, en unión con la tensión incrementada cerca de las puntas del timón, puede originar descargas eléctricas peligrosas.

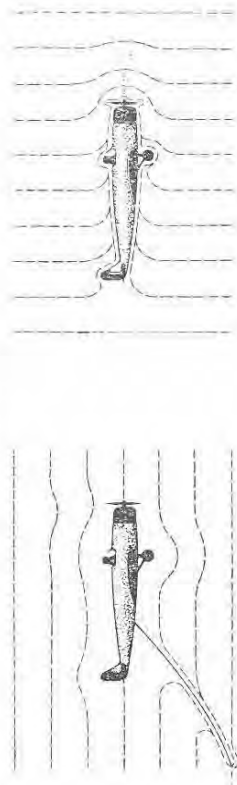


Fig. 382. — El avión en el campo eléctrico de la atmósfera en "tiempo bueno". La deformación de las superficies equipotenciales no tiene mayor importancia.

Fig. 383. — El avión en el campo eléctrico de una tormenta. La deformación de las superficies equipotenciales produce tensiones críticas en la punta de la hélice.

tenciales son perpendiculares a la superficie del suelo (fig. 383). Por esta razón, la tensión eléctrica en la punta de la hélice puede aumentar en forma peligrosa, y motivar la iniciación de la descarga. La descarga pasa a través del avión, hecho no exento de peligro para el aviador, el avión y su instrumental.

El camino que toma la descarga depende de la posición casual del avión. Si vuela en dirección al "corazón de la tormenta", o debajo de ella, el rayo penetra en el avión por la punta de la hélice y sale por la antena. Si vuela a un costado del corazón de la tormenta, el rayo penetra por un ala y sale por la otra o por la antena. Y finalmente, si se vuela por encima del corazón de la tormenta, el rayo entra por la antena. Si ésta es fina la funde, sin pasar por el avión mismo; si es gruesa, atraviesa el avión y sale por un ala o por la hélice (fig. 384). Si se vuela en formación, la misma descarga puede atravesar varios aparatos sucesivamente.

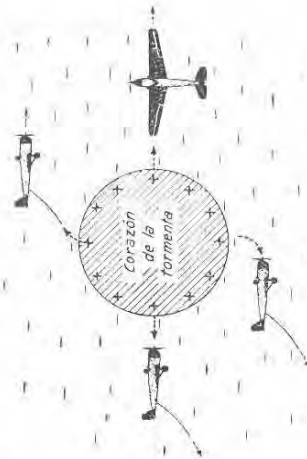


Fig. 384. — Caminos que toma una descarga eléctrica a través de un avión que vuela en la cercanía del corazón de la tormenta.

Los efectos del paso de una descarga a través de un avión son múltiples. El rayo descompone la brújula, daña la instalación radiotelegráfica y

funde la antena si no es suficientemente gruesa. La fulminación del aviador, si se trata de un avión cerrado y bien pantallado, no es probable. Muy peligrosa es la ceguera momentánea del piloto, producida por la luz ultravioleta de la descarga. Tampoco es despreciable el efecto psicológico de la descarga, consistente en un trastorno pasajero, aunque peligroso, del aviador, cuando se vuela a gran velocidad y a poca altura, y cuando se está expuesto a fuertes embarrascadas.

Volar a través de una tormenta es peligroso, no sólo por la posibilidad de ser alcanzado por un rayo, sino también por la fuerte turbulencia que reina en la misma y que somete la estructura del avión a un esfuerzo extraordinario. Es aconsejable "bordear" la tormenta, o "sobrevolarla", si su frente es demasiado amplio. Si esto no es posible, conviene aterrizar. Cuanto mayor sea la altura a que se cruce una tormenta, menor es la probabilidad de ser alcanzado por un rayo. Conviene volar a poca velocidad y con la antena recogida.

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

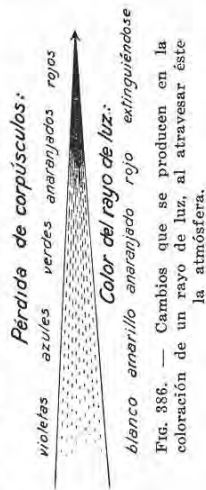


FIG. 385. — Casquete de aire visible desde un lugar cualquiera.

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 encuentran 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 polvo 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

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, dependiendo 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, volvemos 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 purpúreo. 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 polvo que flota en el aire, en el que se refleja la luz en forma ordinaria sin dispersarse, dando así un tono blanquecino a la capa de aire cercana al horizonte.

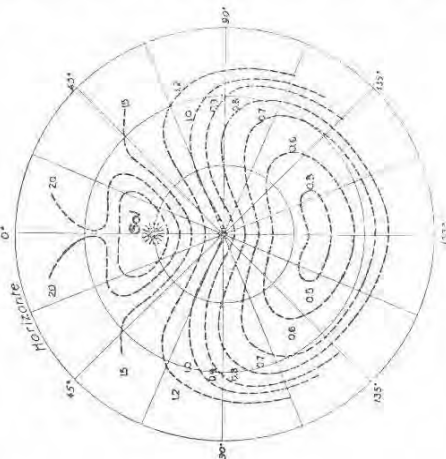


FIG. 387. — Líneas de igual claridad del cielo, supuesto el Sol a 60° de altura, según C. Dorno.

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 polvo que flota en el aire.

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 polvo que se hallaba en el espacio se ha precipitado. Poco propicias para el mismo son las horas de mayor calor, porque el polvo que levantan las corrientes ascendentes enturbian la atmósfera. Por lo general, en invierno el cielo es más azul que en verano.

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 polvo que se hallaba en el espacio se ha precipitado. Poco propicias para el mismo son las horas de mayor calor, porque el polvo que levantan las corrientes ascendentes enturbian la atmósfera. Por lo general, en invierno el cielo es más azul que en verano.

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*.

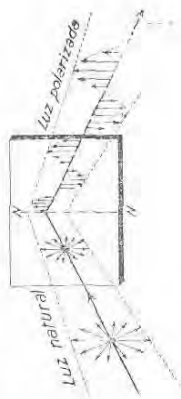


FIG. 388. — Polarización de la luz, al reflejarse en un espejo.

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 porcentajes, de la cantidad total incidente. Como se ve, la polarización tiene un

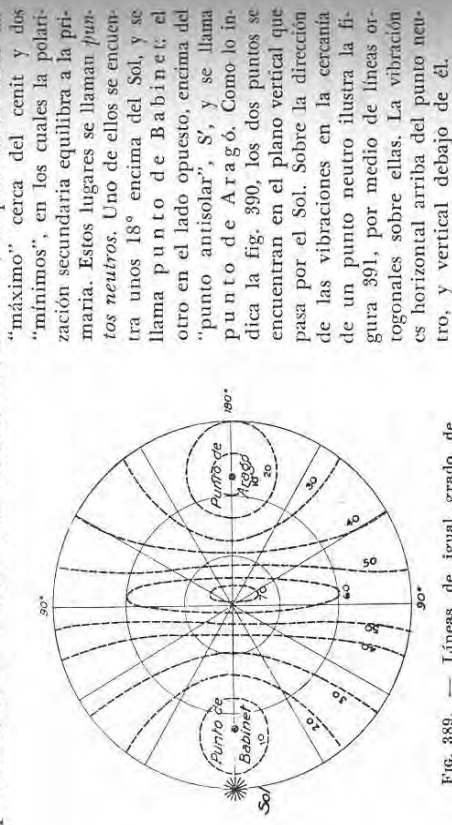


Fig. 389. — Líneas de igual grado de polarización, expresado en porcentaje, encontrándose el Sol en el horizonte, según Brewster.

secuencia, 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-

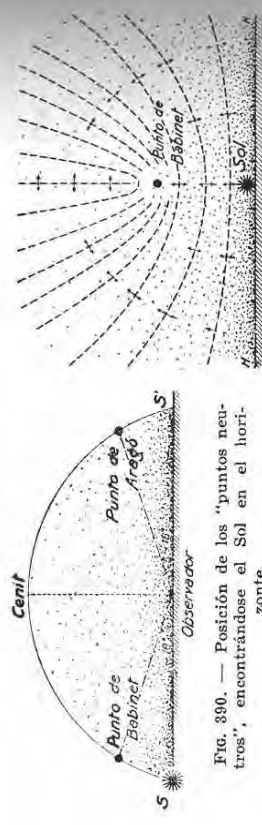


Fig. 390. — Posición de los "puntos neutros", encontrándose el Sol en el horizonte.

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 polvo 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.

Fig. 391. — Líneas ortogonales sobre la dirección de polarización, en la cercanía del "punto de Babinet", según Bosanquet.

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 semicircularidad 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 18° 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:

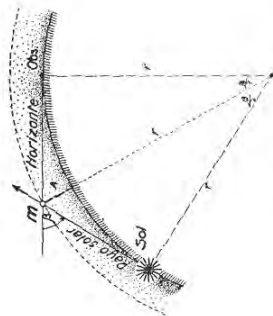


Fig. 393. — Iluminación de una masa aérea m , situada en el horizonte, después de la puesta del Sol.

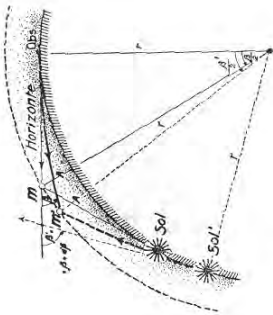


Fig. 394. — Influencia de la refracción sobre la iluminación y visibilidad de una masa aérea m' .

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

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

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

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

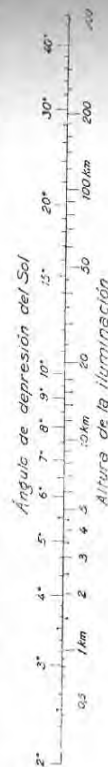


FIG. 395. — La altura de una masa aérea iluminada todavía, depende del ángulo de depresión del Sol.

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 cuadritos 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 cuadrito *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.

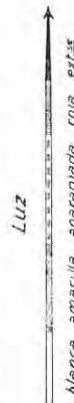


FIG. 396. — Representación esquemática de los colores de un rayo solar que atraviesa la atmósfera.

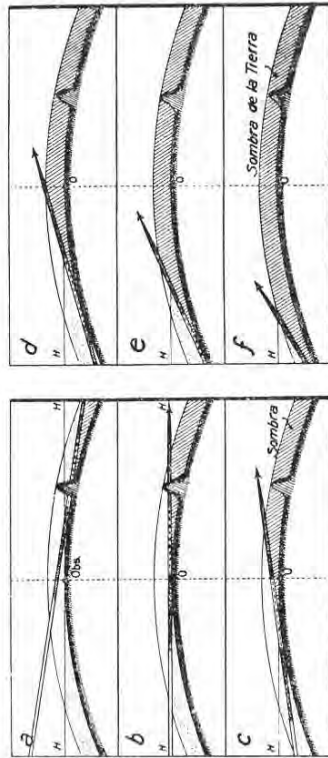


FIG. 397. — Desarrollo de un crepúsculo vespertino. La parte rayada de la atmósfera representa la sombra de la Tierra; la punteada, la parte invisible, situada debajo del horizonte; y la blanca, la parte iluminada y visible.

En el cuadrito *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. Solo queda el color rojo que, en combinación con el azul del cielo, produce una cinta púrpura que se eleva del horizonte.

En el cuadrito *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 púrpura

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 polvo 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 *Alpengluhen* 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 liberada 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 movidiza, 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 esas no son propias 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 $4278 \text{ \AA}$, 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 $6365 \text{ \AA}$, son producidas por moléculas de oxígeno, O_2 . A esta última clase pertenece 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_β . 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. BIRELAND 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 $299\,796 \pm 4 \text{ km/sec}$. 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 disminuida 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:

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

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:

$AB' = v_0 = L \cdot \sin z_0$, y $AB = v = L \cdot \sin z$. Dividiendo las dos ecuaciones, resulta:

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

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

$$\sin z = 1 : n.$$

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

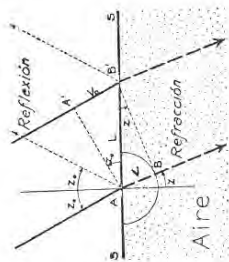


FIG. 398. — Influencia del aire en la dirección y velocidad de propagación de la luz.

(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 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*.

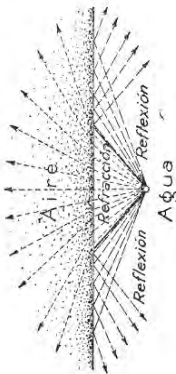


FIG. 399. — Cuando el ángulo de refracción pasa de cierto límite, el rayo de luz se refleja.

Supongamos, por el momento, a la Tierra plana y a la atmósfera homogénea (fig. 400). La visual que parte del lugar de observación 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,

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

y desarrollando,

$$\sin z + \cos z \cdot \Delta z + \dots = n \cdot \sin z,$$

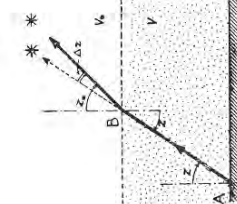


FIG. 400. — Refracción de la visual dirigida hacia una estrella, supuesta una atmósfera homogénea.

de donde

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

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

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

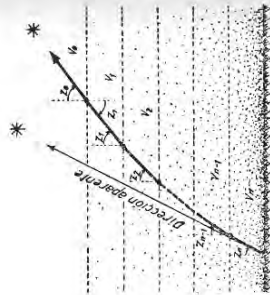


FIG. 401. — Curvatura de la visual dentro de una atmósfera de densidad decreciente.

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:

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

Multiplicando miembro a miembro, resulta:

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

y simplificando,

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

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:

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

y teniendo en cuenta que $\rho'' = 206\,265''$ y $n = 1,000\,2926$, resulta:

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

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

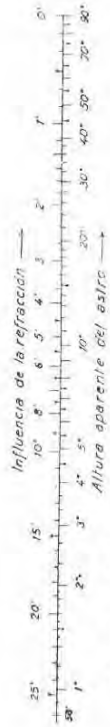


FIG. 402. — Debido a la refracción astronómica, las alturas de las estrellas parecen agrandadas.

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 $\pm 10^\circ$ 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,

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

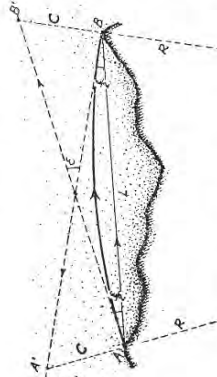
El radio de curvatura de la visual R , es de ordinario 8 veces mayor que el radio de la Tierra, r , por lo cual podemos escribir, también:

$$c = \frac{1}{8} \cdot \frac{L^2}{2r} = 0.13 \cdot \frac{L^2}{2r} = k \cdot \frac{L^2}{2r}.$$

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.

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



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

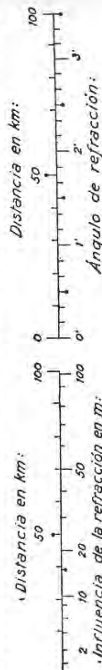


Fig. 404. — a: Influencia de la refracción en la altura de los puntos; b: magnitud angular de la refracción, en función de la distancia.

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 las une. Los cálculos se efectúan tomando para el coeficiente de refracción el valor 0.13. Esto equi-

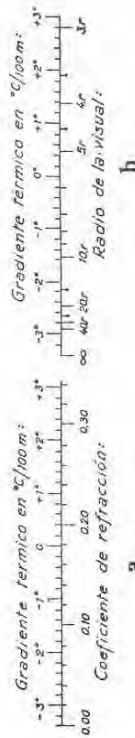


Fig. 405. — a: Influencia del gradiente térmico sobre el coeficiente de refracción; b: influencia sobre el radio de curvatura de la visual.

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,

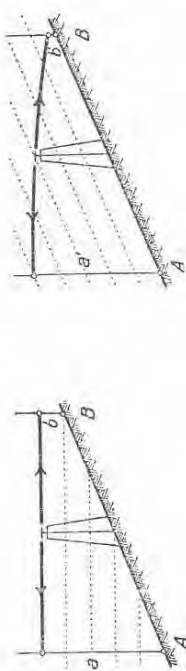


Fig. 406. — Influencia de una anomalía de la refracción en la determinación de desniveles.

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 encuran. 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 encuran 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

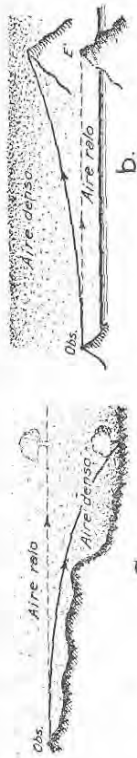


FIG. 407. — a: visuales a través de aire denso elevan las imágenes de los objetos; b: visuales a través de aire raro, las bajan.

cuando aire caliente y raro cubre el suelo o el mar. En este caso las visuales se encurvan hacia arriba, por lo cual las elevaciones del terreno parecen rebajadas, disminuidas. 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

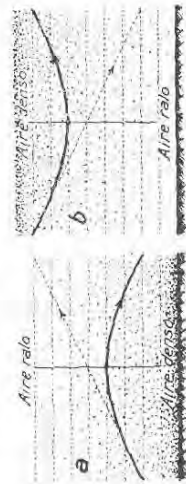


FIG. 408. — Anomalías en la densidad del aire originan reflexión de los rayos de luz, causando espejismo.

desiertos, debido a la fuerte irradiación nocturna, el 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.

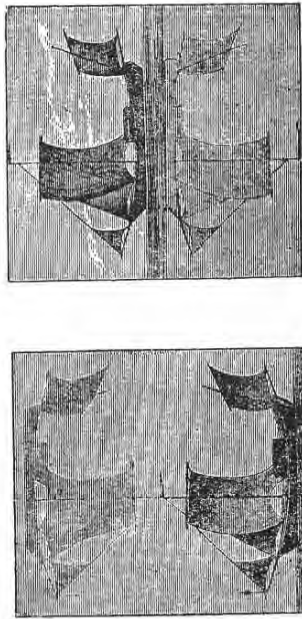
Frecuentemente el agua es 10° más fría o más caliente que el aire que se desliza sobre la misma, de manera que la capa aérea en contacto con ella se enfría sobremedura en el primer caso, y se calienta en el segundo. En todos estos casos se producen grandes diferencias en las densidades de las capas aéreas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

Un rayo de luz que penetra 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 raro, 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



a

b

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 *sata morgana*, del sur de Italia, y el *delibáb*, 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

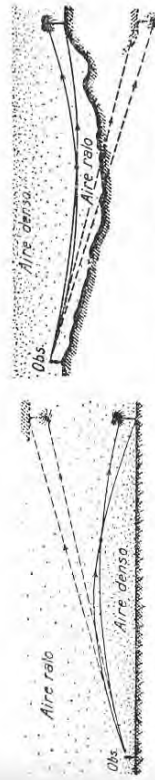


FIG. 410. — Espejismo hacia arriba, producido por suelo frío.

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 el aire es caliente y raro 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 bajo el horizonte.

Esto ocurre cuando existe una fuerte "inversión" cerca del suelo. Al atraer los rayos solares esta inversión se refracta anormalmente, produciendo distorsiones en la imagen del disco solar, originando imágenes invertidas del disco.

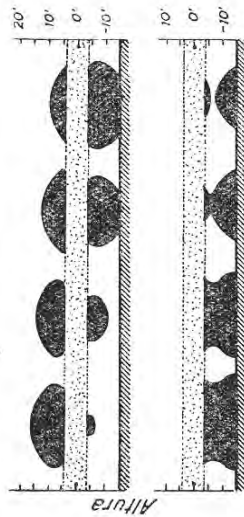


Fig. 412. — Deformaciones del disco solar, en presencia de una fuerte inversión, según A. Wegener.

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 inversión 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

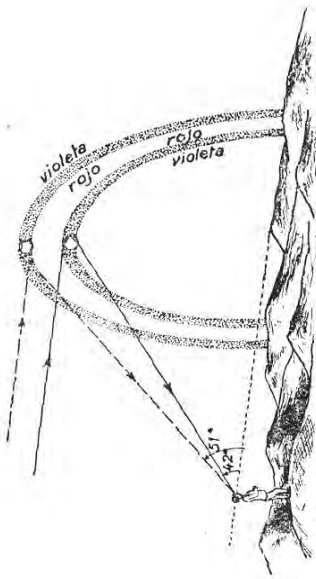


Fig. 413. — Aspecto general, radios y colores de los arcos iris.

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 $59^{\circ} 29'$, 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).

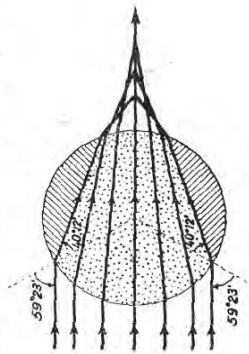


Fig. 414. — Rayos centrales, que sólo calientan las gotitas.

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

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.

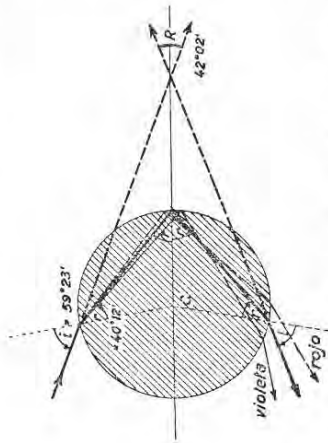


FIG. 415. — Rayos que se reflejan una sola vez en las gotitas, producen el arco interior.

el rayo emergente forma con el rayo incidente un ángulo de $51^\circ 58'$ (fig. 416). Este 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-

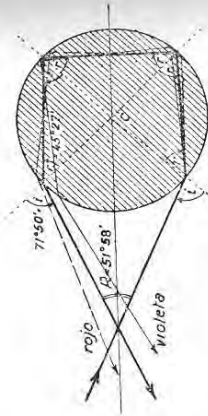


FIG. 416. — Rayos que se reflejan dos veces en las gotitas, producen el arco exterior.

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.

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 "homógena". 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

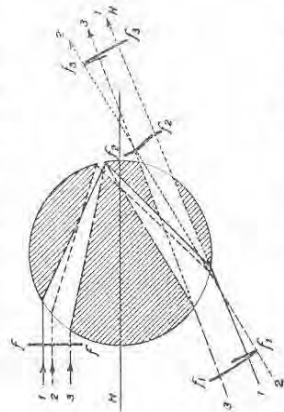


FIG. 417. — Al atravesar los rayos de luz una gotita, la superficie de los mismos se deforma.

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.

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 desfases 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. En una pantalla colocada perpendicularmente a la dirección de propagación

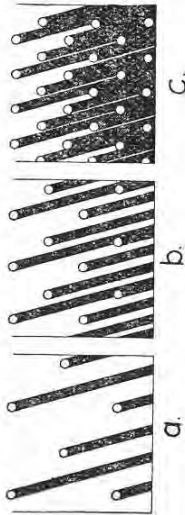


FIG. 418. — Nubes de distintas densidades. *a*: que no afecta a la luz; *b*: propicia para la formación de coronas; *c*: propicia para la formación de glorias.

de la luz, se notan, en consecuencia, anillos claros y oscuros alrededor de un centro muy claro. Si en lugar de luz monocromática empleáramos luz de distintos colores, se notaría que, tratándose de la luz roja ($\lambda = 0,8 \mu$), el distanciamiento de los anillos sería mayor que usando luz azul ($\lambda = 0,4 \mu$). Si por fin nos valiésemos 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° .

323. Nubes iridiscuentes. — 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 iridiscuentes*.

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 así mismo 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

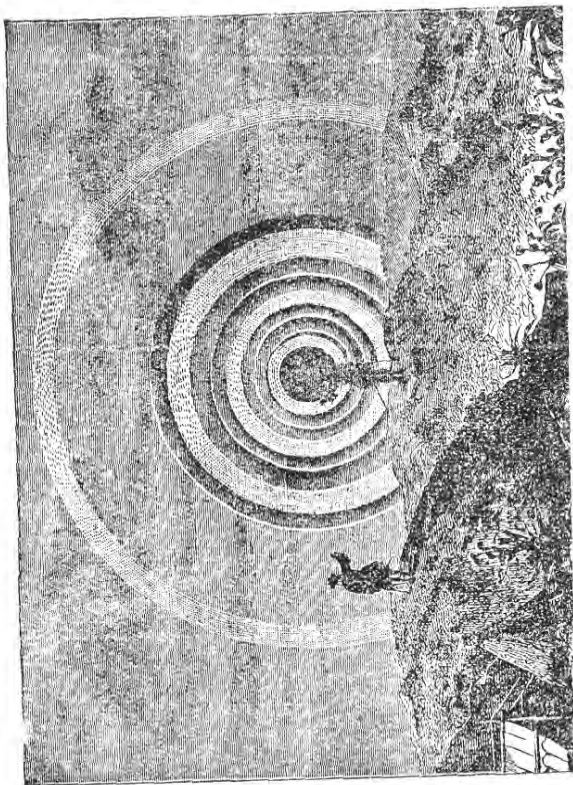


FIG. 420. — Círculos de ULLOA. La sombra del observador está invertida, por error, y su cabeza no suficientemente centrada. (De la *Geografía Física Superior*, de Appleton.)

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 BOUCQUER 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 Parana, 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

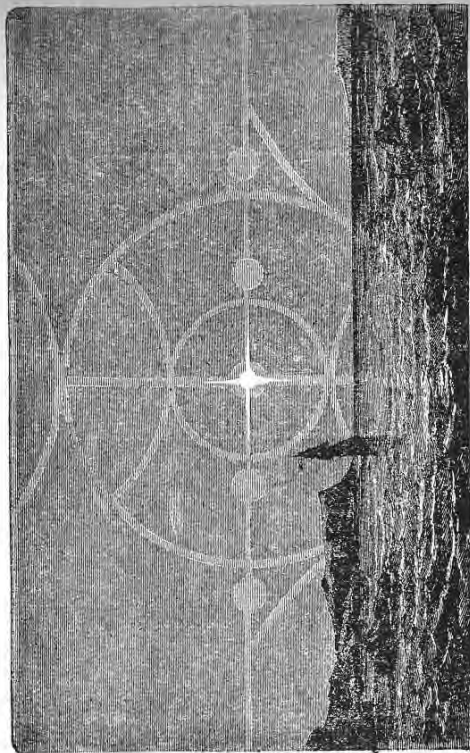


FIG. 421. — Aspecto de un conjunto de anillos (halos), tal como se observa en las regiones polares. (De la *Geografía Física Superior* de Appleton.)

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".

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 supusiera RICHARD; en este caso estaríamos frente a un fenómeno 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

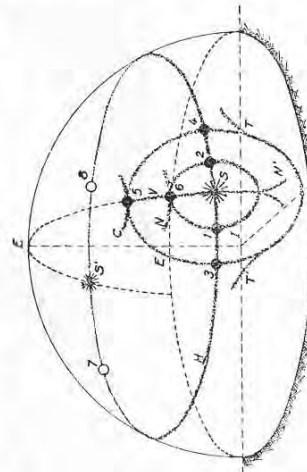


FIG. 422. — Terminología empleada en la descripción de los halos. S: Sol; S': antisol; 1...8: falsos soles; H: círculo horizontal; V: columna vertical; I: anillo interior; E: anillo exterior; C: arco circumcencial; N y N': arcos tangenciales del anillo interior; T y T': arcos tangenciales del anillo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

meno 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

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.

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.

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

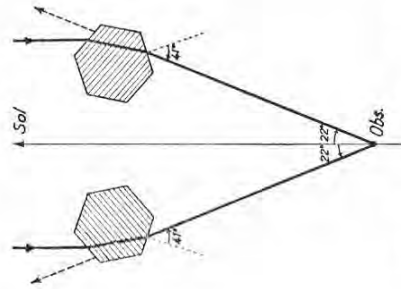


FIG. 424. — Posición de los cristales que producen el anillo interior.

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.

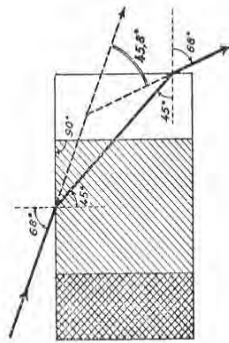


FIG. 425. — Refracción de un rayo de luz en la base superior y en una cara lateral de un cristal de hielo.

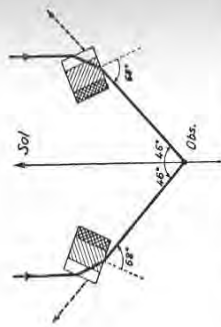


FIG. 426. — Posición de los cristales que originan el anillo exterior.

Además de estas formaciones, en ciertas oportunidades son perceptibles algunos arcos más, de forma variable, dependiendo esto de la altura del Sol. El arco circumcintal C, sobrepuerto 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

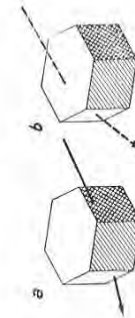


FIG. 427. — Refracción de rayos de luz en cristales verticales: en a, produciendo falsos soles; en b, originando el arco circumcintal.

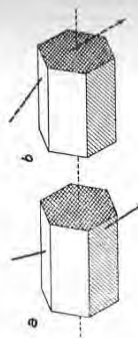


FIG. 428. — Refracción de rayos de luz en cristales horizontales: en a, produciendo el arco tangencial del anillo interior; en b, el arco tangencial del anillo exterior.

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).

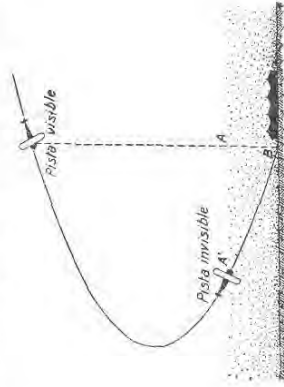


FIG. 429. — Una pista de aterrizaje puede resultar invisible en el momento de penetrar en la neblina.

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.

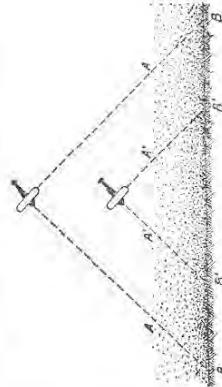


FIG. 430. — Cuanto más bajo se vuela, menor es la porción del terreno que se distingue a través de una neblina de suelo.

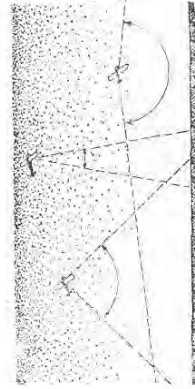


FIG. 431. — Dentro de una neblina de altura, la porción de terreno que se distingue desde el avión disminuye con la altura del vuelo.

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 =	iluminada, " " " "	∞ "

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.

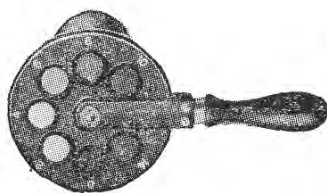


FIG. 432. — El "diafanómetro", de A. Wigand.

328. Factores que determinan la visibilidad. —

La visibilidad depende:

- de la altura a que se halla el observador;
- de la altura del Sol;
- del objeto que se mira y del ambiente que le rodea;
- 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

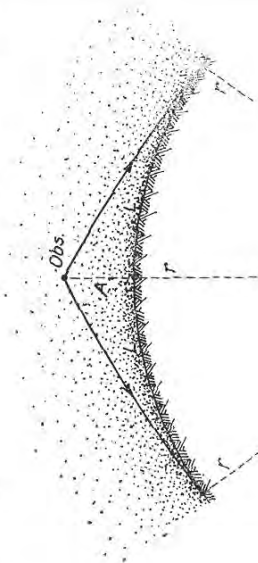


FIG. 433. — La visibilidad aumenta a medida que se eleva el lugar de observación.

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". Esta 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 cantidad 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).

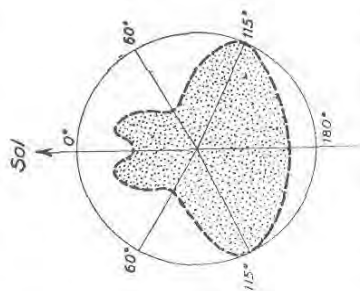


FIG. 434. — El alcance de la visibilidad depende de la dirección en que se encuentra el Sol.

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.

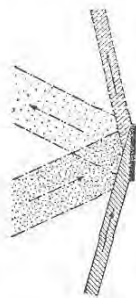


FIG. 435. — La cantidad de rayos que puede reflejar una superficie depende del ángulo de incidencia de los mismos.

La visibilidad v puede ser calculada en dependencia del número n de partículas por decímetro cúbico, según RÖRSCHKE, 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-

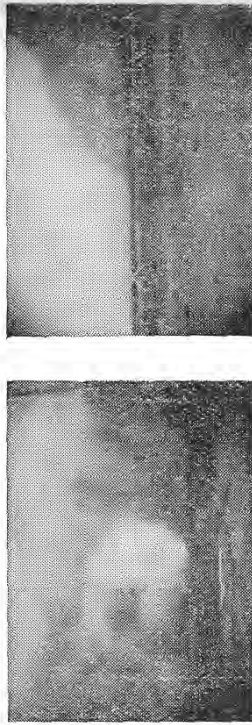


Fig. 436. — Aproximación de una tormenta de tierra a Córdoba, el 3 de octubre de 1948.

ticales, 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 tamaño ni la forma. Una visual que atraviese 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

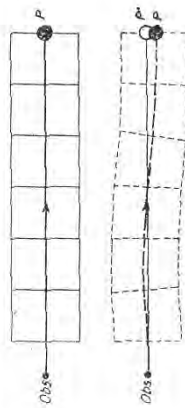


Fig. 437. — La inhomogeneidad óptica desliza las imágenes de los objetos.

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, 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 convexión 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.

Son, pues, ondas longitudinales, y consisten en compresión y subsiguiente rarefacción 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.

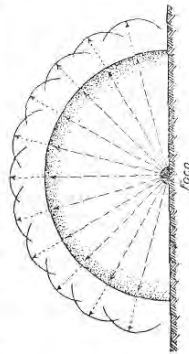


FIG. 439. — Dentro de una masa aérea isotérmica, el sonido se propaga en todas las direcciones en líneas rectas.

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 $+50^\circ$. Ella permite conocer la velocidad del sonido con mucha facilidad.

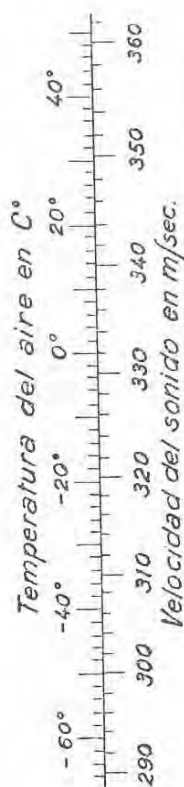


FIG. 440. — La velocidad del sonido aumenta con el incremento de la temperatura del aire.

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

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

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 "acerc" 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:

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

Multiplicando miembro a miembro, y simplificando, se obtiene:

$$\frac{\sin z_0}{\sin z_n} = \frac{v_0}{v_n} = \frac{v_{n-1}}{v_n} = \sqrt{\frac{T_0}{T_n}},$$

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° , 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:

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

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°	-1.0°	-0.65°	-0.5°	0.0°	+0.1°	+1.0°	+10.0°
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. Este 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 Thany, 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.

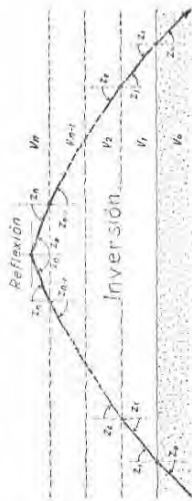


FIG. 442. — Si la temperatura aumenta con la altura, caso de las "inversiones", el rayo sonoro puede reflejarse y volver a la Tierra.

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:

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

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 cambia 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 facilidad de difusión 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 *zona 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 presenta, 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 $+15^{\circ}\text{C}$ y, por consiguiente, la velocidad de propagación del sonido 340,83 m/sec. Pero existen ondas sonoras mucho más largas, y también mu-

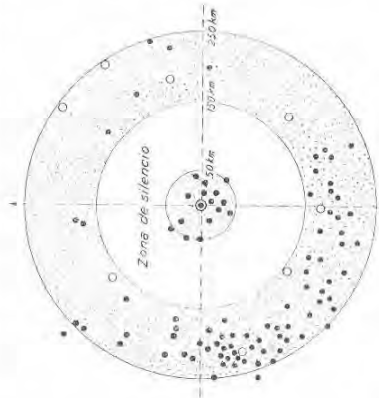


Fig. 443. — Zona interior y zona exterior de audibilidad, observadas en una gran explosión ocurrida el 9 de mayo de 1920 en Moscú.

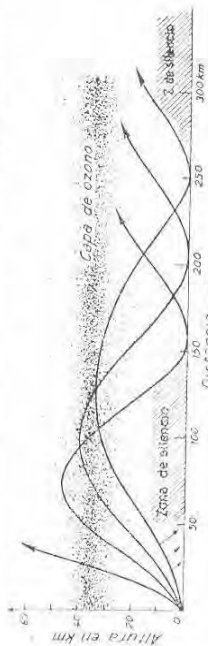


Fig. 444. — Reflexión de las ondas sonoras en la capa de ozono, y su vuelta a la Tierra, produciendo una segunda zona de audibilidad.

cho más cortas que éstas. Aquéllas se llaman *ondas infrasónicas*, y éstas, *ondas ultrasónicas*.

He aquí la frecuencia, n , y la longitud, λ , de ondas infrasónicas comunes, originadas por:

vibración de motores de explosión	$f = 1$	$\lambda = 341$ m
viento y rompientes del mar	$n = 1:50 = 0.02$	$\lambda = 17$ km
movimientos sísmicos	$n = 1:200 = 0.005$	$\lambda = 68$ 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 ultrasónicas, 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 ultrasónicas. 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 ultrasónicas 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.

CAPÍTULO X

EL TIEMPO

Por *tiempo* entendemos el estado momentáneo de la atmósfera. El aire es un "gas", por lo cual, para caracterizar este estado, lo aconsejable es indicar su densidad, presión, temperatura, y la dirección y velocidad de su movimiento. Mucha importancia tiene para el tiempo el grado de humedad del aire, porque de ésta depende el grado de nubosidad y la magnitud de las precipitaciones. El análisis de las relaciones entre estos elementos nos ha llevado a la comprensión del tiempo en su aspecto físico.

Mas para las necesidades diarias, este conocimiento no es suficiente. Conviene completarlo con el conocimiento de las "particularidades" del tiempo, entre las que ocupa el primer lugar su gran *variabilidad*. El tiempo cambia no sólo de un día a otro, sino también de una hora a otra; hasta de un momento a otro, si observamos sus pequeñas modificaciones.

A) EVOLUCIÓN DIARIA DEL TIEMPO

344. Marcha diaria de la cantidad de calor solar que llega a la superficie de la Tierra.— El calor solar es la "fuerza" querige al tiempo. De la mayor o menor intensidad de esta fuerza depende la magnitud de todos los elementos meteorológicos, como también los sucesivos cambios que se producen en los mismos.

El suministro de calor solar a la tierra es un proceso discontinuo, pues principia con la salida del Sol y termina con su desaparición bajo el horizonte. El calentamiento del aire, y por intermedio de éste el calentamiento del suelo, durante los crepúsculos carece de importancia.

fica expresa con la mayor aproximación la marcha de la temperatura del aire en las épocas de solsticios, cuando el sol sale a las 6^h y se pone a las 18^h.

Como se desprende de esta figura, la más baja temperatura se registra a la salida del sol, momento desde el cual entra en un franco ascenso. La máxima del día se produce, por lo general, a las 14^h. Desde este momento, la temperatura desciende: hasta las 20^h, con rapidez, y durante la noche, con relativa lentitud. De este modo, la temperatura del aire acusa un considerable atraso respecto de la intensidad de la radiación solar, debido a la intervención del suelo en el calentamiento. Primero se calienta el suelo, y mediante el suelo, el aire, proceso que insueme tiempo. El lento descenso de la temperatura

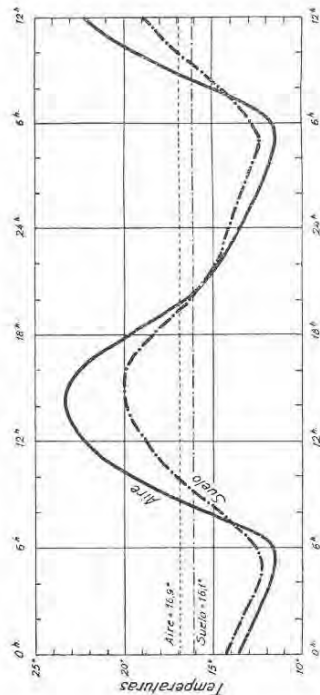


FIG. 447. — Marcha diaria de la temperatura del aire y del suelo en Córdoba.

durante la noche se debe en parte al calor liberado durante la formación del rocío o de la escarcha, y en parte a la débil convección vertical, que entremezcla el aire enfriado por el suelo con el aire cálido de la altura (ver § 355).

Comparando las temperaturas que reinan a la "misma hora", se ve que a la madrugada, la temperatura es en Córdoba más baja que en Buenos Aires, pero considerablemente más alta en las primeras horas de la tarde. La variación diaria, o sea la diferencia entre la máxima y la mínima, es, pues, mayor en Córdoba que en Buenos Aires. Dicho de otra manera: Córdoba tiene "clima continental", y Buenos Aires, "clima costanero".

346. Marcha de la temperatura del suelo. — Como lo demuestra la figura 447, en Córdoba, durante la noche, la temperatura del suelo es más alta que la temperatura del aire, pero considerablemente más baja durante el día. La causa de este comportamiento reside en la cantidad de partículas sólidas que contiene el aire. Como lo hemos demostrado en el § 14, el polvillo que flota en el aire hace que

En la figura 445 está representada la cantidad de calor solar que recibe una superficie horizontal en *Pilar*, en un minuto de tiempo, durante las distintas horas del día. El valor medio de esta cantidad es 0.417 cal/cm² min. *Pilar* está situada en el centro geográfico de la Argentina, cerca de la ciudad de Córdoba.

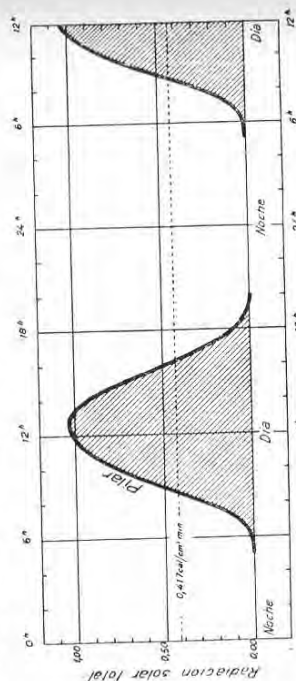


FIG. 445. — Marcha diaria de la cantidad de calor solar que llega a la superficie horizontal en *Pilar*, Córdoba.

La intensidad de la radiación solar observada allí es, pues, representativa para una extensa región geográfica.

345. Marcha de la temperatura del aire. — El elemento meteorológico de mayor importancia regido por el calor solar es la *temperatura del aire*.

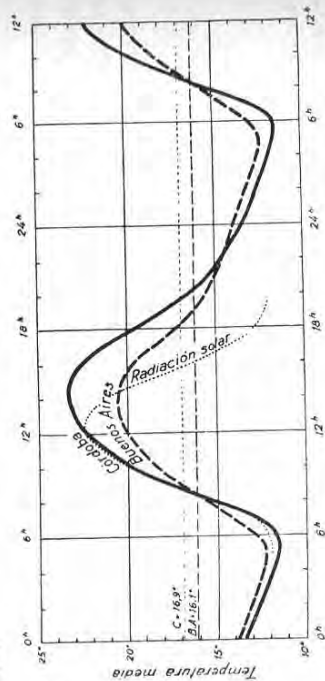


FIG. 446. — Marcha diaria de la temperatura del aire, en Buenos Aires y en Córdoba.

En la figura 446 puede verse la marcha diaria de este elemento en Buenos Aires y en Córdoba. Buenos Aires fué elegida, entre otras razones, por ser una estación costanera que representa la región del Río de la Plata; Córdoba, por ser una estación continental, representativa de una extensa región del interior. A fin de hacer más perceptible el período diario, la representación abarca un día y medio. Los valores reproducidos son "valores medios", deducidos de observaciones horarias de varios años. Debido a esta abstracción, la grá-

la temperatura de éste sea más alta que lo que correspondería durante las horas del día, pero más baja que la debida durante las horas de la noche.

347. Marcha de la presión del vapor de agua.—El contenido de vapor de agua del aire, como también la presión que éste ejerce, acusa considerables variaciones durante el día, debido a los procesos de evaporación y condensación. La evaporación es favorecida por la temperatura elevada y el viento fuerte, por lo cual, como lo demuestra la figura 448, la cantidad de vapor de agua que hay en el aire y la presión que éste ejerce son elevadas durante el día. Por el contrario,

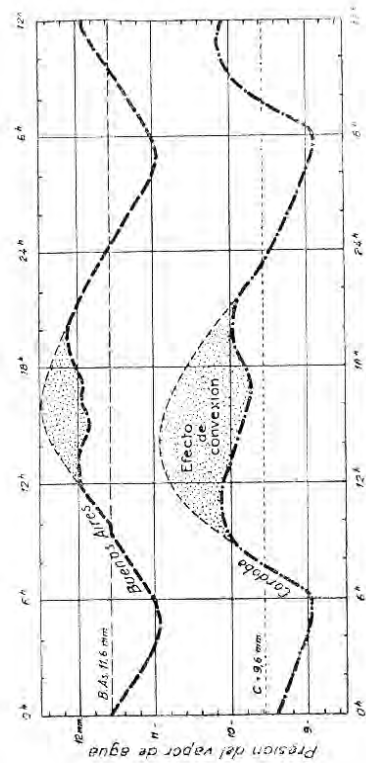


FIG. 448. — Marcha diaria de la presión del vapor de agua.

la condensación, y por consiguiente también la eliminación del vapor de agua por medio del rocío y escarcha, es favorecida por la temperatura baja, por lo cual la cantidad de vapor de agua que hay en el aire y la presión que el mismo ejerce tiene un mínimo a la madrugada. Durante las horas de mayor calor existe, sin embargo, una acentuada deficiencia en la presión, debido a las corrientes verticales, que elevan del suelo el aire humedecido y lo reemplazan por el aire seco caído de la altura (véase § 355).

La figura 448 demuestra también que en Buenos Aires la cantidad de vapor de agua que hay en el aire es mayor que en Córdoba a toda hora del día, debido a la cercanía del mar, naturalmente. La marcha de la presión es la misma, sin embargo, en ambos lugares, con la diferencia de que en Córdoba la anomalía mencionada se inicia dos horas antes que en Buenos Aires, lo que indica que también las corrientes verticales comienzan más temprano en el interior que en el litoral.

348. Marcha de la humedad relativa.—La humedad relativa es un elemento meteorológico compuesto, que depende de la temperatura del aire y de su humedad absoluta. Prevalence la influencia

de la temperatura, por lo cual la representación gráfica de la humedad es una curva inversa de la que reproduce la temperatura. Esta dependencia se manifiesta en forma acentuada en los extremos (fig. 449). La máxima humedad relativa se nota a la madrugada, cuando la temperatura del aire es baja; la mínima, durante las primeras

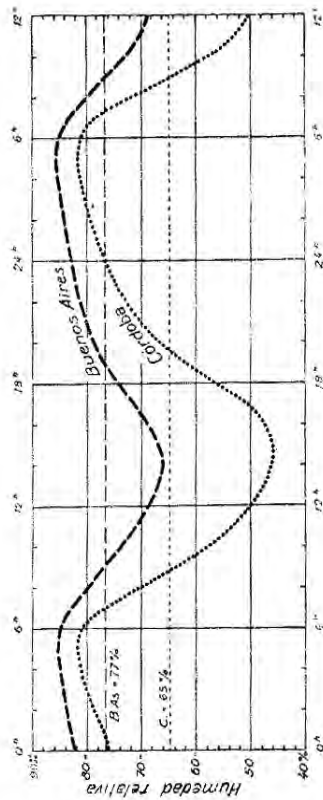


FIG. 449. — Marcha diaria de la humedad relativa.

horas de la tarde, cuando la temperatura es alta. Por supuesto, la humedad relativa es siempre en Buenos Aires más alta que en Córdoba.

349. Marcha de la temperatura equivalente.—Si el vapor de agua que contiene el aire quedara condensado, la temperatura aumentaría. Llamamos *temperatura equivalente* a la temperatura que se obtendría

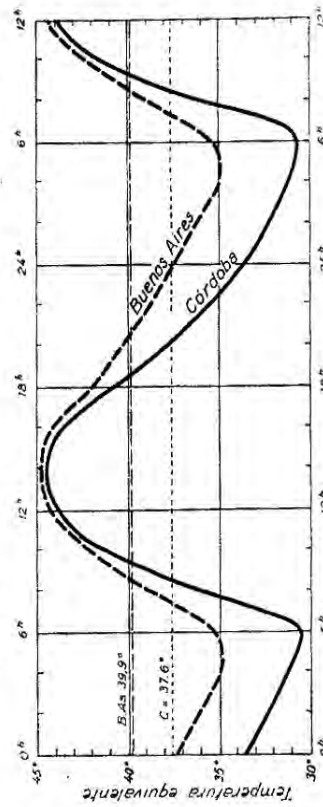


FIG. 450. — Marcha diaria de la temperatura equivalente.

en este supuesto (§ 49). Como lo demuestra la figura 450, esta temperatura sería igual en Buenos Aires que en Córdoba en las horas de mayor calor, debido a las altas temperaturas de aire que se registran en Córdoba, pero mayor en todas las otras horas, debido al elevado grado de humedad que acusa el aire en la Capital Federal.

350. Marcha de la temperatura potencial equivalente. — Si además de condensarse todo el vapor de agua que contiene el aire, el aire fuese bajado al nivel del mar, su temperatura aumentaría más todavía. La temperatura que se obtendría se llama *potencialmente equivalente* (§ 49). Como lo muestra la figura 451, la variación diaria de esta temperatura

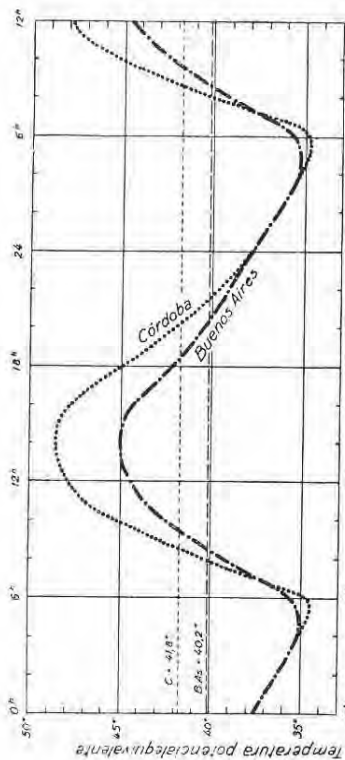


FIG. 451. — Marcha diaria de la temperatura potencial equivalente.

tura es muy semejante a la variación de la temperatura ordinaria. Durante las horas del mediodía es mucho más elevada en Córdoba que en Buenos Aires.

351. Marcha de la presión atmosférica. — Una marcha diaria singular posee la presión atmosférica. A diferencia de los demás elemen-

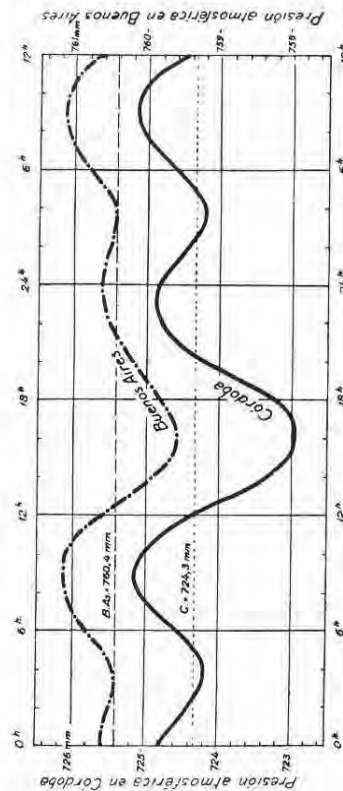


FIG. 452. — Marcha diaria de la presión atmosférica.

tos, acusa dos máximos y dos mínimos en el curso de 24 horas. Los máximos se presentan a las 9^h y a las 23^h; los mínimos, a las 4^h y a las 16^h (fig. 452). La amplitud de la oscilación es algo mayor en Córdoba que en Buenos Aires.

En el análisis matemático se demuestra que el desarrollo de todo fenómeno periódico puede ser expresado, según el *teorema de Fourier*, por medio de una serie de funciones de senos, de distintas longitudes de período, fases y amplitudes. La forma de la expresión es:

$$y = y_0 + a_1 \sin(D_1 + x) + a_2 \sin(D_2 + 2x) + a_3 \sin(D_3 + 3x) + \dots,$$

donde el primer término y_0 significa el valor medio de la función; el segundo término, una onda sinusoidal cuya longitud es $2\pi = 24$ horas ó 12 meses, según que se trate de un fenómeno periódico diario o anual; el tercer término, una onda sinusoidal de $2\pi : 2 = 12$ horas ó 6 meses de duración; el cuarto término, una onda de $2\pi : 3 = 8$ horas ó 4 meses de duración; el quinto, una onda de $2\pi : 4 = 6$ horas ó 3 meses de extensión; y así sucesivamente. En estos términos, los coeficientes $a_1, a_2, a_3, \dots$ representan las amplitudes de las ondas respectivas; $D_1, D_2, D_3, \dots$ los desfases de las mismas, y x , la variable independiente, sea la hora del día o el mes del año, según el caso. Una vez conocidos los valores de

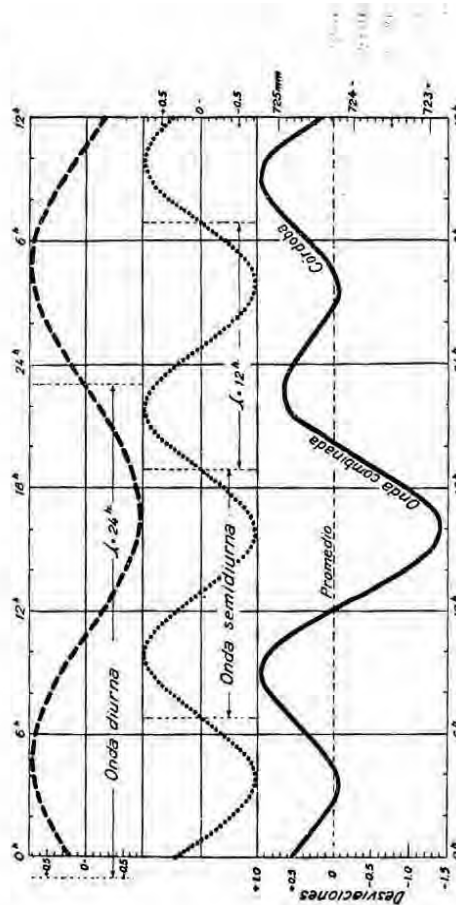


FIG. 453. — Formación de la onda diaria de la presión atmosférica por medio de la combinación de una onda diaria con otra semidiaria.

todos estos términos, la suma de ellos da el valor y de la función que corresponde a la variable x .

Realizando estos cálculos con los valores bihorarios de la presión, obtenidos en Córdoba, se llega a la ecuación

$$P_{mm} = 724,25 \text{ mm} + 0,70 \sin(17,9^\circ + x) + 0,72 \sin(152,3^\circ + 2x).$$

Las amplitudes a_2 y a_4 han resultado nulas. Esto indica que la marcha diaria de la presión atmosférica, en Córdoba está determinada por dos ondas: una diaria, de 24^h de longitud, y otra semidiaria, de 12^h de longitud. Ambas ondas tienen la misma amplitud: 0,7 mm. Sólo el desfase de ellas es distinto; el de la primera, $17,9^\circ = 1,19^\circ$, y el de la segunda, $152,3^\circ = 10,15^\circ$. En la figura 453 se encuentran representadas estas dos ondas. Debajo de ellas aparece su resultante: la onda combinada, obtenida por la adición de las ordenadas de las dos ondas parciales. Comparando esta curva obtenida mediante el "cálculo" con la obtenida por la "observación", se ve que las dos curvas son prácticamente idénticas.

En general, la aplicación del teorema de Fourier al análisis del desarrollo periódico de los elementos meteorológicos, procedimiento llamado también *análisis armónico*, es un artificio matemático, en el que sólo los dos primeros términos, y_0 , el valor medio, y $a_1 \sin(D_1 + x)$, el período diurno o anual, suelen tener un significado real. En el caso de la presión atmosférica, sin embargo, todos los términos, o sean también los períodos de medio, un tercio y un cuarto de día tienen significado real. La explicación somera de este fenómeno es la siguiente:

El calentamiento del aire en determinado lugar por el calor solar, su dilatación y vuelco en la altura hacia los alrededores inmediatos, es una perturbación efectiva, que se repite todos los días. Esta perturbación se propaga en forma de ondas de muy variada longitud, en todas direcciones, con la velocidad del sonido. La amplitud de las mismas decrece con el alejamiento del lugar de su formación. De este

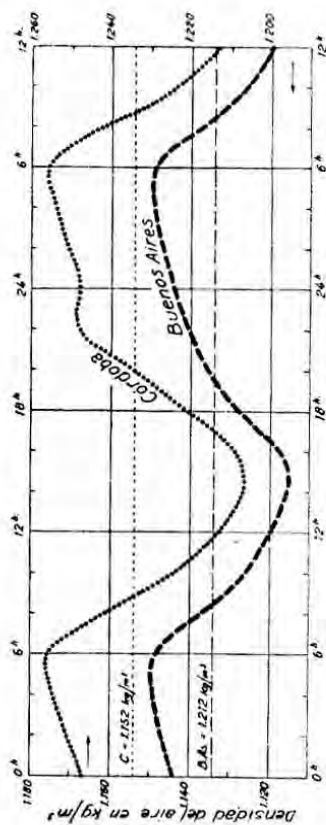


FIG. 454. — Marcha diaria de la densidad del aire.

modo, a cada lugar llegan ondas de todas las direcciones, de todas las fases y de muy distintas amplitudes. La mayoría de estas ondas se anulan, y quedan subsistentes sólo aquellas que coinciden en sus fases, y se refuerzan mutuamente. Las ondas que forman la variación diaria de la presión atmosférica se deben, en consecuencia, al *fenómeno de resonancia*.

Además de las ondas de 6, 8, 12 y 24 horas de longitud existen, como veremos más adelante, muchas otras, mayores. El papel que desempeñan las mismas en la regulación de nuestro TIEMPO es muy grande (§ 392 y 393).

352. Marcha de la densidad del aire. — La densidad del aire depende de su temperatura, de la presión bajo la cual se encuentra, y, en pequeña proporción, de su grado de humedad. El factor principal es la temperatura. Cuanto mayor es la temperatura, menor es la densidad del aire. La representación gráfica de la densidad es, por consiguiente, la imagen invertida de la representación de la temperatura (fig. 454).

353. Variación diaria del viento. — Cuanto más denso y pesado es el aire, más difícil resulta moverlo. La *velocidad del viento* acusa, por esta razón, su mínimo durante las horas de la noche, cuando el aire es denso, y su máximo durante las horas de calor, cuando es liviano

(fig. 455). En este proceso tiene una participación importante la *convección vertical*, ya que mediante ella se realiza el enlace del

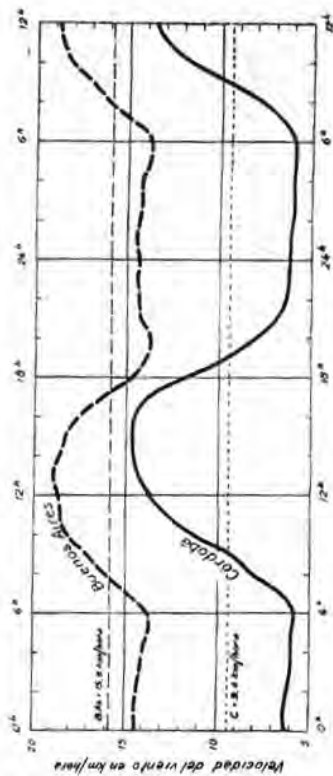


FIG. 455. — Marcha diaria de la velocidad del viento.

viento de altura con la masa aérea que cubre el suelo (§ 70). La disminución temprana de la velocidad del viento en la Capital en las horas de la tarde, se debe a la brisa de mar, que enfrenta al viento dominante y lo substituye en la superficie.

También la *dirección del viento* experimenta oscilaciones características durante el día, originadas por el Sol. Estas oscilaciones pueden llegar a 90°.

De la figura 456, que representa las observaciones realizadas en Córdoba, pueden deducirse los pormenores de esta oscilación. La dirección y velocidad media del viento está representada por la línea AB. El ángulo que forma con el meridiano es de 82° 45'; la velocidad, 10,8 km/hora = 3 m/sec. Estos valores medios se registran, aproximadamente, a las 10h y a las 19 1/2h. Los valores correspondientes a cualquier hora, en esta gráfica, están representados por las rectas que unen la hora con el punto B.

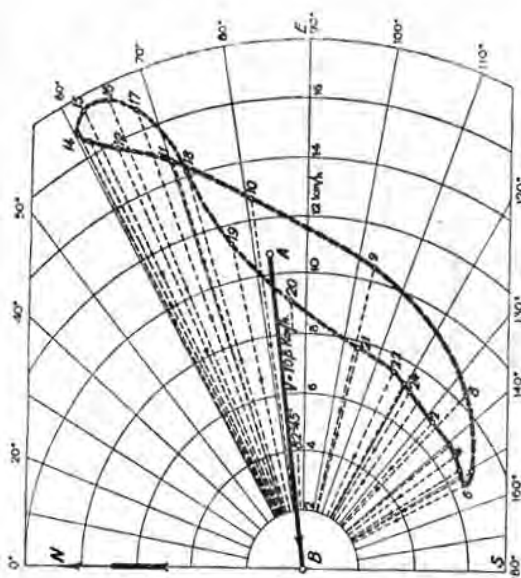


FIG. 456. — Variación diaria de la dirección y velocidad del viento en Córdoba. La línea AB representa la dirección y velocidad media, o sea climatológica.

Como se ve, desde la madrugada hasta las horas de la siesta, el viento gira "con el sol", incrementando a la vez su velocidad; desde las horas de mayor calor hasta la mañana siguiente gira "contra el sol", declinando al mismo tiempo su velocidad.

Comparando los valores horarios de la dirección y velocidad del viento con los valores medios, se deduce que durante las horas del día existe un viento que proviene del rumbo NNE $\sim 35^\circ$, alcanzando su máxima velocidad a las 15^h. Durante las horas de la noche, este viento proviene de dirección opuesta, o sea SW $= 225^\circ$, y tiene su máximo a las 6^h. Este viento tiene su origen en las variaciones del gradiente de presión que se observan alrededor de la ciudad, como consecuencia de la compleja marcha diaria de la presión atmosférica, señalada en el párrafo anterior.

354. Marcha diaria del gradiente térmico. — Para comprender la marcha diaria de la estabilidad de las masas aéreas, y de la intensidad de las corrientes verticales, es necesario conocer la variación del *gradiente térmico vertical*. Para la región de Córdoba, los valores medios correspondientes a las 8^h, 14^h y 20^h, y válidos para los dos primeros kilómetros de altura, son: $-0,4^\circ/100\text{ m}$, $-0,8^\circ/100\text{ m}$, y $-0,6^\circ/100\text{ m}$, respectivamente. La mayor estabilidad existe, pues, como es lógico, a la madrugada, en el momento de la salida del Sol; la menor, en las horas de mayor calor.

A título ilustrativo, presentamos la marcha diaria del gradiente térmico observada en Europa central. Como puede verse, esta marcha es muy parecida a la marcha de la temperatura del aire (fig. 457).

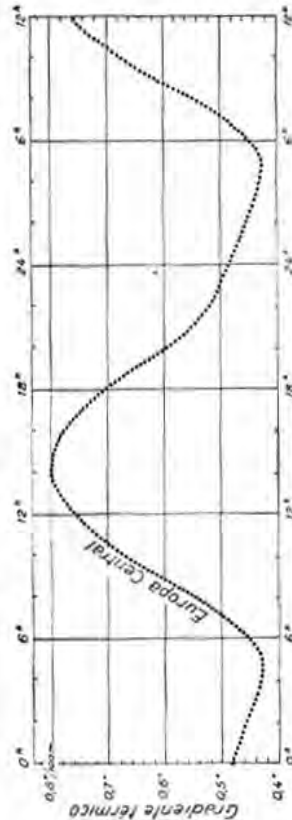


FIG. 457. — Marcha diaria del gradiente térmico en Europa central.

355. Intensidad de las corrientes verticales. — Para la explicación de la marcha diaria de varios elementos meteorológicos, el conocimiento de la intensidad de las *corrientes verticales* tendría una importancia excepcional. Por falta de datos de nuestro medio geográfico, en la figura 458 presentamos los valores de Europa central, correspondientes a los meses de verano.

Las corrientes verticales se inician cuando principia el calentamiento del suelo, y por su intermedio el del aire, o sea aproximadamente a las 5^h (punto a de

la figura), y se intensifican a medida que pasa el tiempo, hasta que traspasan toda la "inversión" formada por el aire enfriado que cubre el suelo. Esto ocurre, aproximadamente, a las 8^h (punto b). Desde este momento, y hasta las 13^h (punto c), la intensidad del movimiento no aumenta mayormente, ya que son cada vez ma-

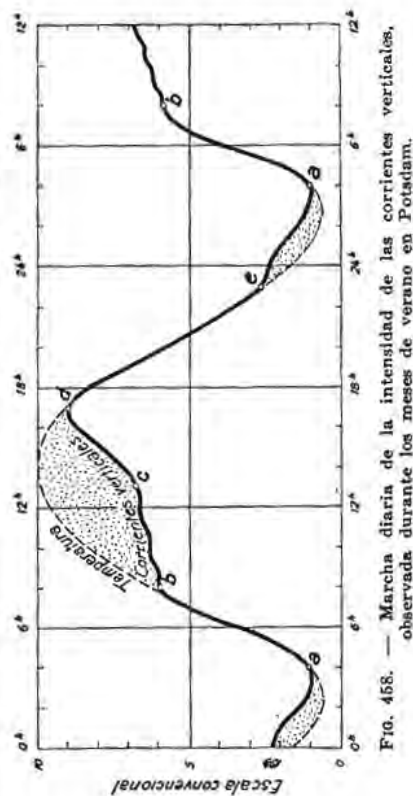


FIG. 458. — Marcha diaria de la intensidad de las corrientes verticales, observada durante los meses de verano en Potdam.

yores las masas aéreas afectadas. A esta hora principia el enfriamiento del aire en la altura. Adquirido un pequeño sobrepeso, el aire se hunde, lo que contribuye a la intensificación de las corrientes verticales. El proceso dura más o menos hasta las 17^h (punto d), hora desde la cual actúa, en forma dominante, el enfriamiento del suelo y del aire, con lo cual disminuye rápidamente la intensidad de la con-

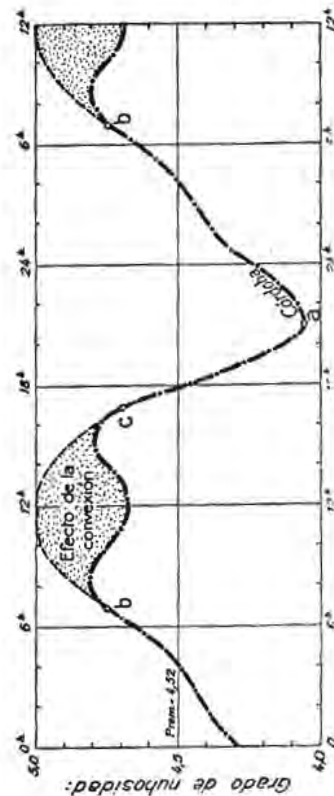


FIG. 459. — Marcha diaria de la nubosidad en Córdoba.

vexión. Desde las 23^h (punto e) hasta las 5^h (punto a), este decrecimiento es en parte frenado, por la caída de masas aéreas enfriadas en la segunda mitad de la noche, por el proceso de irradiación.

356. Marcha diaria de la nubosidad. — La formación de nubes es favorecida por el descenso de la temperatura del aire, por el aumento de su humedad y por la intensificación de las corrientes verticales.

La elevada nubosidad que se nota en Córdoba entre las 7^h y las 17^h (fig. 459) se debe a los dos últimos factores. En particular, el máximo de las 8^h (pun-

to b), con predominio de nubes estratificadas, se debe a la baja temperatura todavía remanente y a la riqueza de vapor de agua en el aire; el máximo de las 15^h (punto c), en que prevalecen las nubes cumuliiformes, se debe al elevado contenido de vapor de agua y a las fuertes corrientes verticales. Desde las 17^h hasta las 20^h (punto d), la nubosidad disminuye progresivamente; las nubes, sobrecargadas por el aire enfriado encima de ellas, se hunden, calientan y disuelven. A las 21^h se registra el mínimo en el grado de nubosidad. Desde esta hora hasta las 7^h, la probabilidad de formación de nubes (nubes estratificadas y neblinas) crece de nuevo, debido al descenso de la temperatura y al correspondiente aumento de la humedad relativa.

357. Marcha de las precipitaciones.—Como se desprende de la figura 460, en la marcha diaria de las lluvias hay bastante diferencia entre Buenos Aires y Córdoba. Las de Buenos Aires acusan un máximo

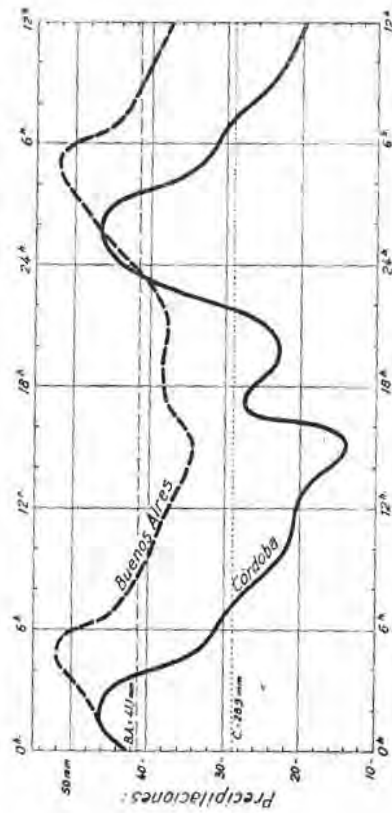


Fig. 460. — Marcha diaria de las precipitaciones.

a las 5^h y un mínimo a las 15^h. Dependen, pues, de la temperatura; abundancia de precipitaciones cuando el aire está frío, y escasez cuando está caliente. Estas son las características de las precipitaciones de los lugares costeros. En Córdoba, las variaciones tienen ya más carácter continental: la máxima, en la segunda mitad de la noche; la mínima, durante las horas de mayor calor, y un "máximo secundario" en las horas de la tarde, producido por las tormentas. En Córdoba, este máximo se comprueba a las 17^h.

358. Frecuencia de tormentas.—En la figura 461 representamos la frecuencia de las tormentas en Córdoba, para lo cual nos basamos en observaciones realizadas durante veinte años. La mayor frecuencia se nota durante las horas de mayor calor, cuando al mismo tiempo el contenido del aire en humedad es elevado y el gradiente térmico muy acentuado; condiciones éstas, como se sabe, favorables a la formación

de las tormentas. A la par de este "máximo principal", que se produce a las 15^h y que es originado por las tormentas serranas diurnas, existe un pequeño "máximo secundario", en las últimas horas de la madrugada, como consecuencia de las tormentas nocturnas.

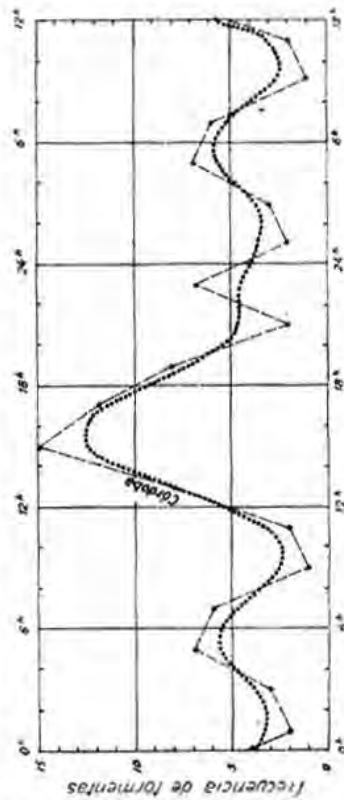


Fig. 461. — Marcha diaria de la frecuencia de las tormentas.

359. Marcha del potencial eléctrico.—Los valores horarios del potencial eléctrico obtenidos en Pilar acusan un máximo en las últimas horas de la mañana y un mínimo poco antes de medianoche. Como lo indica la figura 462, la marcha de estos valores horarios es similar a

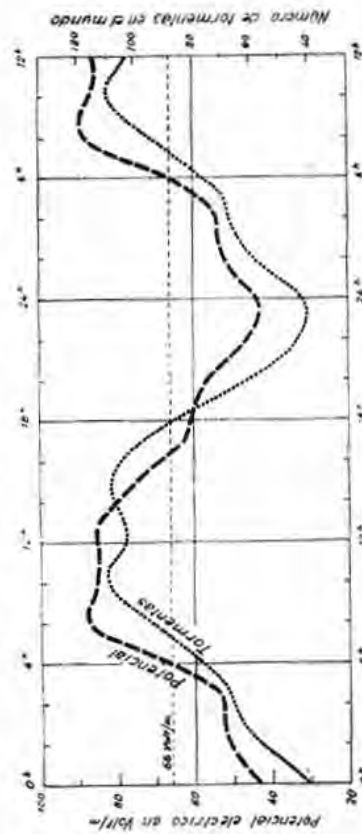


Fig. 462. — Paralelismo entre la marcha diaria del potencial eléctrico observado en Pilar (Córdoba) y el número de tormentas registradas en el mundo.

la frecuencia de las tormentas que se observan en todo el mundo en el mismo instante.

Esta concordancia se explica de la siguiente manera: Con la denominación de *potencial eléctrico* se expresa el trabajo en "julios" que sería necesario realizar para elevar una masa eléctrica de un "culombio" un metro de la superficie de la tierra. Pues bien, según investigaciones recientes, los rayos transportan elec-

tricidad negativa a la tierra. En las horas de mayor frecuencia de tormentas en el mundo, la carga negativa de la tierra tiene que estar, por esta razón, incrementada, y la atracción que ejerce, agrandada; este hecho debe manifestarse en elevados valores del gradiente de potencial eléctrico, cosa que, en efecto, demuestran las observaciones de Pilar.

360. Marcha de la evaporación.—Un elemento meteorológico, y a la vez ecológico, es la *intensidad de la evaporación*. Poco sabemos acerca de cuánto evaporan los distintos cultivos, los pastos naturales, los bosques, los ríos y las lagunas. Sólo tenemos información respecto

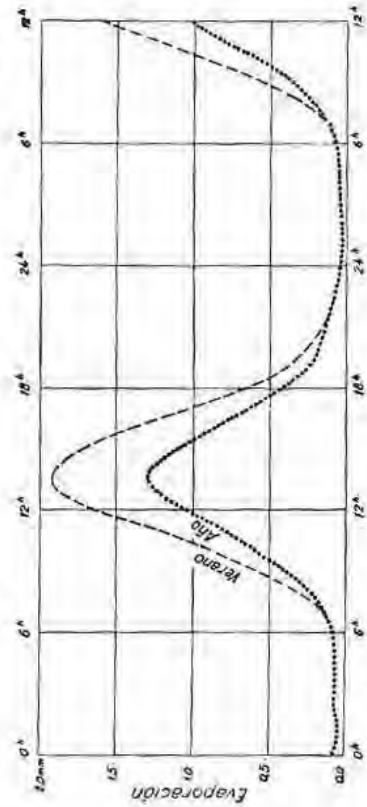


FIG. 463. — Marcha diaria de la evaporación en Córdoba.

de la cantidad que se evapora de una fuente de cobre de 200 cm² de sección, expuesta a la intemperie en la ciudad de Córdoba.

Como es natural, y como lo demuestra la figura 463, la evaporación es intensa en las primeras horas de la tarde, cuando el agua se ha calentado, la humedad relativa es pequeña y el aire resulta bien movido por el viento.

La cantidad media máxima que se evapora en Córdoba en una hora es de 1.25 mm. En el verano, esta cantidad aumenta a 1.84 mm por hora. Por supuesto, durante la noche la evaporación resulta prácticamente nula, y muchas veces es reemplazada por la formación de rocío, con el correspondiente aumento del caudal de agua expuesto a la evaporación.

B) EVOLUCIÓN ANUAL DEL TIEMPO

361. Variación de la cantidad de calor solar que llega a la tierra.

—El nivel medio en que se desarrolla el tiempo diariamente cambia mucho en el curso de un año, debido a la *variación* de la canti-

dad de calor solar que llega a la superficie de la tierra, y que en verano es considerablemente mayor que en invierno (§ 59). Esta cantidad depende del largo de los días y de la altura del Sol a mediodía, factores ambos que, debido a la esterilidad de la Tierra y

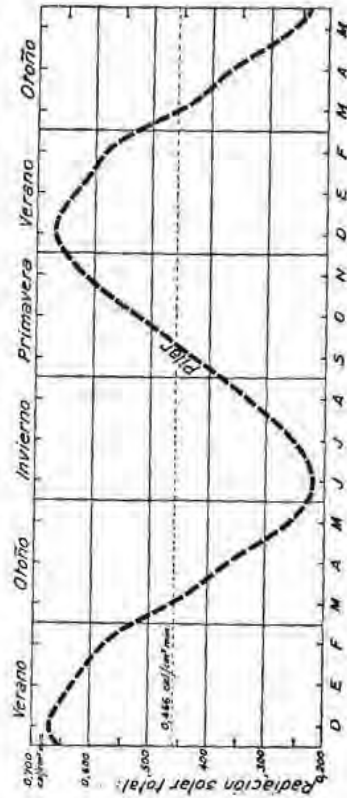


FIG. 464. — Marcha anual de la cantidad de calor solar que llega a la superficie horizontal en Pilar, Córdoba.

a la oblicuidad de su eje con respecto al plano de su órbita, varían sistemáticamente durante el año. La cantidad máxima se registra durante el solsticio de verano, que para el hemisferio sur se produce el 22 de diciembre; y la mínima durante el solsticio de invierno, o sea el 22 de junio.

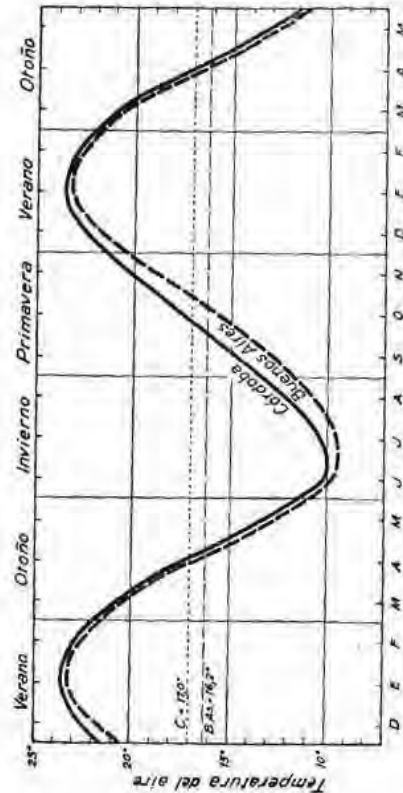


FIG. 465. — Marcha anual de la temperatura del aire.

En la figura 464 representamos las cantidades registradas en Pilar durante los 365 días del año, agrupadas, por razones de comodidad, en doce valores mensuales. La línea curva que une estos doce valores es una sinusoide que representa satisfactoriamente la marcha anual de esta cantidad fundamental.

362. Marcha anual de la temperatura. — Debido a la variación anual de la cantidad de calor solar que llega a la superficie de la tierra, en todos los elementos meteorológicos, y en primer lugar en la temperatura del aire, se nota un acentuado *período anual*, expresado por medio de una línea sinusoidal.

En la figura 465 está representada la marcha anual de la temperatura media en Buenos Aires y en Córdoba. En la primera mitad del año, las dos sinusoides coinciden casi perfectamente; en la segunda se separan un tanto. En esta época del año, la temperatura de Buenos Aires acusa, aproximadamente, un mes de retraso con respecto a la temperatura de Córdoba. El fenómeno se debe a la cercanía de las aguas oceánicas.

Tanto la temperatura de Buenos Aires como la de Córdoba acusan, además, un "retraso" de unos veinte días respecto de la intensidad de la insolación. En este retraso desempeña un papel preponderante la inercia térmica de las aguas oceánicas, de donde provienen los vientos dominantes.

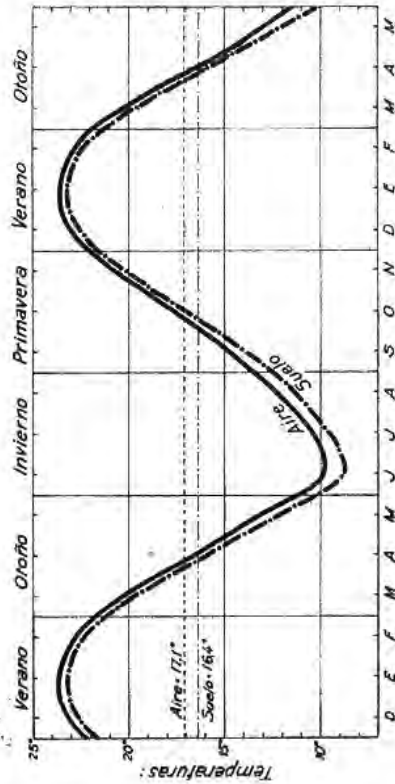


Fig. 465. — Marcha anual de la temperatura del aire y del suelo en Córdoba.

363. Relación entre la temperatura del aire y del suelo. — En Córdoba, la temperatura media del suelo es, todo el año, menor que la temperatura del aire (fig. 466). Esta anomalía se debe a la gran cantidad de *partículas sólidas* que contiene el aire, y al hecho de que Córdoba se encuentra dentro de la llamada "zona de insolación", en que la cantidad de calor solar obtenida por insolación supera a la cantidad perdida por irradiación.

364. Marcha de la presión del vapor de agua. — La máxima presión se tiene en verano, y la mínima en invierno, como efecto de la temperatura del aire, que en los meses de calor favorece la evaporación. La humedad es siempre mayor en Buenos Aires que en Córdoba, debido a la proximidad del mar (fig. 467). El desfase de la sinusoides de la presión del vapor de agua con respecto a la de la insolación,

es mayor todavía que en el caso de la temperatura del aire, debido a la lentitud de calentamiento de las aguas oceánicas. Aproximadamente, alcanza a cuarenta días.

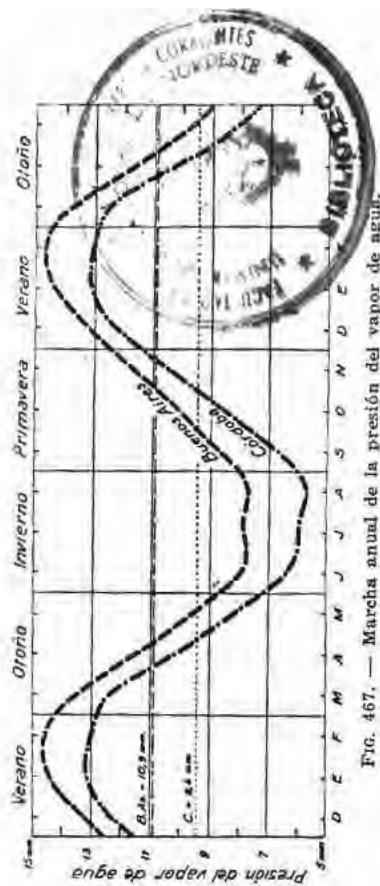


Fig. 467. — Marcha anual de la presión del vapor de agua.

365. Marcha de la humedad relativa. — En Córdoba, el aire es todo el año más seco que en Buenos Aires. Además, en aquella la estación más húmeda es el otoño, y la época más seca, los meses de agosto y septiembre, mientras que en la Capital Federal, el mes más húmedo suele ser junio, y el más seco, enero (fig. 468).

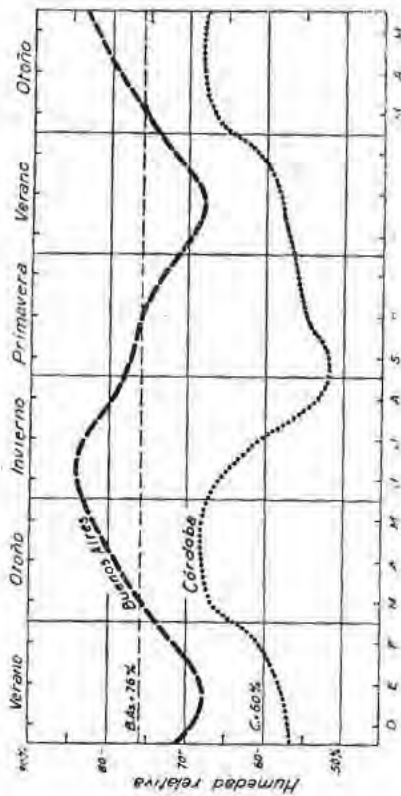


Fig. 468. — Marcha anual de la humedad relativa.

En ambas curvas se nota la influencia del viento. Cuando el tiempo es ventoso, la capa de aire que se halla en la cercanía del suelo es revuelta, y la humedad que contiene, repartida en una masa aérea voluminosa, cosa que no ocurre cuando el tiempo es calmo (§ 374).

366. Marcha de la "temperatura sentida". — En una primera aproximación, el bulbo de un termómetro húmedo, envuelto en una muse-

lina, puede ser comparado con el cuerpo humano, y la temperatura indicada por el mismo, identificada con la *temperatura sentida*. Esta temperatura, en Buenos Aires es siempre más elevada que en Córdoba,

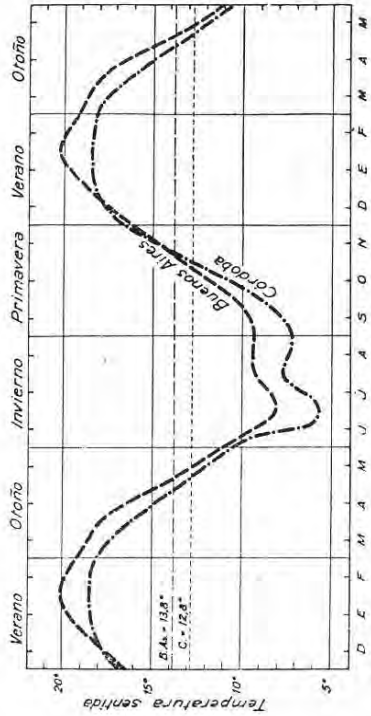


Fig. 469. — Marcha anual de la "temperatura sentida", indicada por el termómetro húmedo.

particularmente en el verano y en el invierno. En verano, en Córdoba se siente menos calor que en Buenos Aires; en invierno, Buenos Aires parece más caliente que Córdoba (fig. 469).

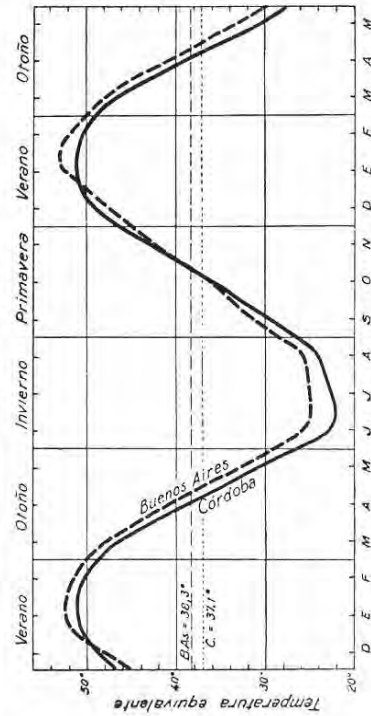


Fig. 470. — Marcha anual de la temperatura equivalente.

Por esta razón parece sensato "veranear" en Córdoba, y trabajar en la Capital durante el invierno.

367. Marcha de la temperatura equivalente. — Debido a la cercanía del mar, y en consecuencia la mayor humedad que posee el clima de la Capital, la *temperatura equivalente* es casi todo el año mayor en

Buenos Aires que en Córdoba (fig. 470). La diferencia, sin embargo, no es grande.

368. Marcha de la temperatura potencialmente equivalente. — Teniendo en cuenta no sólo la humedad del aire, sino también la altura a que

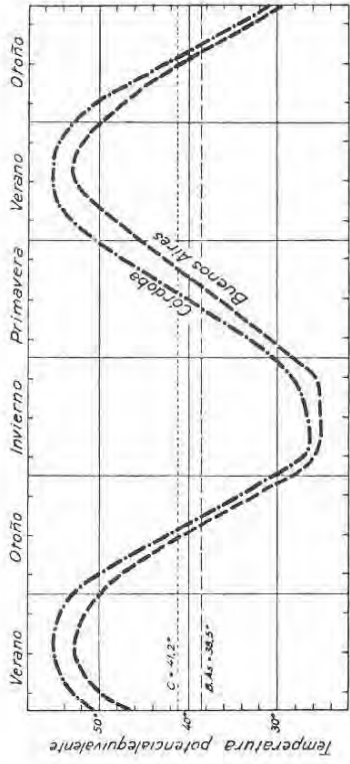


Fig. 471. — Marcha anual de la temperatura potencialmente equivalente.

se encuentra éste, resulta que la *temperatura potencialmente equivalente*, o sea el calor latente que contiene el aire, en Córdoba es mayor, durante todo el año, que en Buenos Aires (fig. 471). Sabemos ya que esta característica la va adquiriendo durante las horas del día (§ 350).

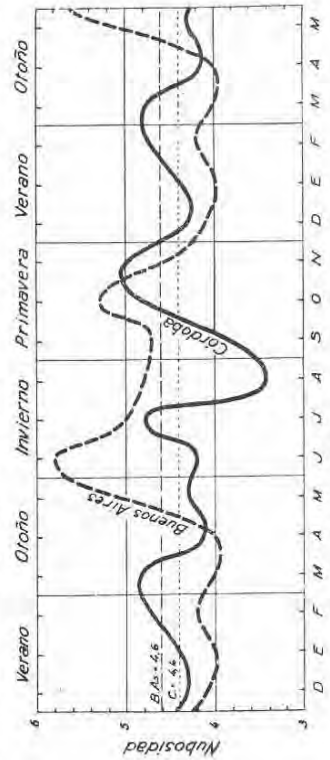


Fig. 472. — Marcha anual de la nubosidad.

369. Marcha de la nubosidad. — En la figura 472 representamos los datos que poseemos referentes al *grado de nubosidad* en Buenos Aires y Córdoba. Según estos datos, en la Capital la nubosidad es elevada durante el semestre de invierno y reducida en el de verano. En Córdoba, la nubosidad es aproximadamente igual todo el año. Sólo llaman la atención agosto y septiembre, por su escasa nubosidad.

370. Marcha de las "horas de sol". — Como lo demuestra la figura 473, Buenos Aires tiene en el mes de julio sólo el 48 % de las "horas de sol" que podría tener, y en el mes de febrero, el 69 %. Córdoba goza casi todo el año de mucho sol.

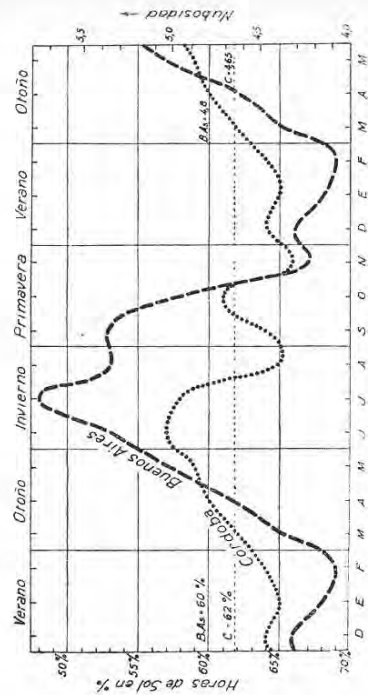


Fig. 473. — Marcha anual de las "horas de sol".

Esta gráfica puede ser interpretada, también, como representación de la nubosidad durante el día. Como se ve, en general la nubosidad es elevada en invierno y reducida en verano.

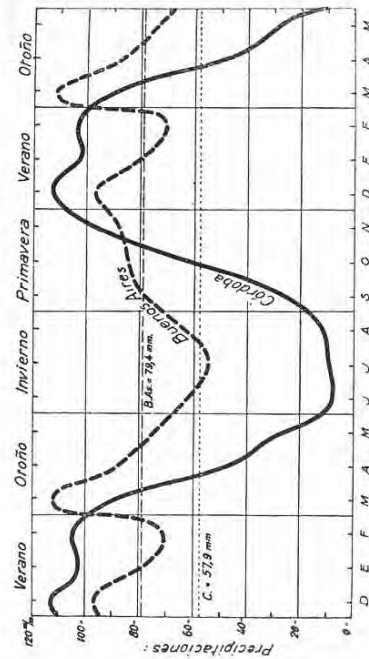


Fig. 474. — Marcha anual de las precipitaciones.

371. Marcha de las precipitaciones. — Un período anual muy acentuado acusan las precipitaciones en Córdoba: el verano es lluvioso, y el invierno, seco. Buenos Aires tiene un régimen más equilibrado: todos los meses llueve por lo menos 60 mm. Existe el mínimo de invierno, pero no se percibe ningún máximo en el verano:

El mes de febrero suele ser tan seco como los meses de invierno, mientras que el mes más lluvioso es, comúnmente, marzo (fig. 474).

372. Marcha de la presión atmosférica. — Un período anual muy manifiesto acusa la presión atmosférica. La máxima presión se registra durante la estación de invierno, y la mínima, durante el verano

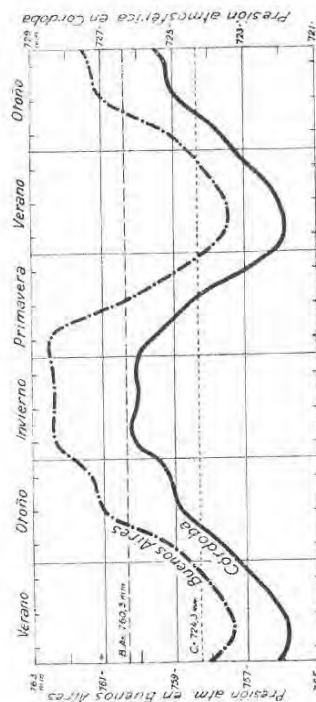


Fig. 475. — Marcha anual de la presión atmosférica.

(fig. 475). Este comportamiento es originado por la variación de la temperatura. En el invierno, cuando el aire se contrae, aire de los mares afluye a la altura y se extiende sobre el continente, lo que aumenta la presión en la superficie. Lo contrario sucede en verano, cuando

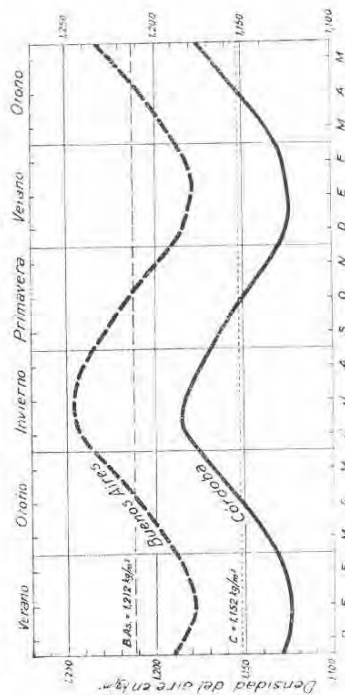


Fig. 476. — Marcha anual de la densidad del aire.

do el aire está dilatado. En este proceso interviene también el intercambio de aire entre el hemisferio norte y el hemisferio sur.

373. Variación anual de la densidad del aire. — Un período anual muy equilibrado acusa la variación de la densidad del aire (fig. 476).

La máxima densidad se registra en los meses de junio o julio, y la mínima, en enero. En ello se manifiesta la preponderante influencia de la temperatura del aire.

374. Marcha anual del viento. — Como sabemos, son dos los factores que determinan la *velocidad del viento* en un determinado lugar:

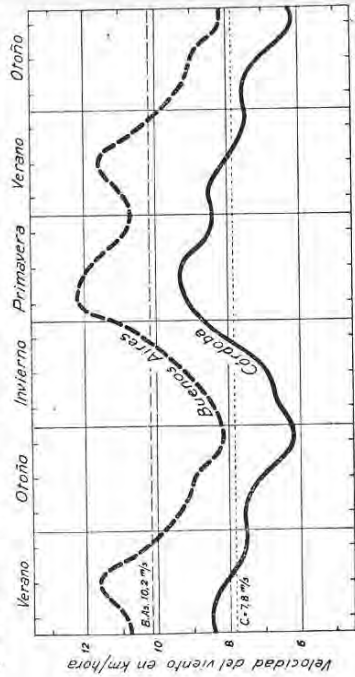


FIG. 477. — Marcha anual de la velocidad del viento.

la densidad del aire y el gradiente de presiones (§ 211). Debido al primer factor, la velocidad del viento debería ser grande en verano y pequeña en invierno, y por el segundo, grande en invierno y pequeña en verano. Las dos influencias se combinan,

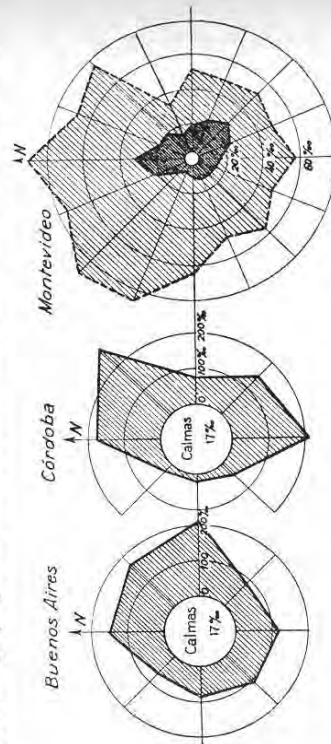


FIG. 478. — Frecuencia relativa de los vientos.

de modo que la velocidad del viento alcanza su mínimo ya en el mes de mayo, y su máximo en los meses de septiembre y octubre (fig. 477).

375. Rosa de los vientos. — Una interesante información climatológica suministra la llamada "rosa de los vientos", cuando sobre cada uno de sus rumbos se ubica la *frecuencia*, expresada en por cien-

to o por mil, con que suele soplar del mismo el viento. Los puntos así obtenidos determinan un polígono, cuya forma es característica para el *régimen de vientos* que imperan en el lugar de observación.

En la figura 478 están representadas las frecuencias de los vientos registrados en Buenos Aires, Córdoba y Montevideo; en este último lugar, la poligonal exterior se refiere a la frecuencia a 500 m de altitud.

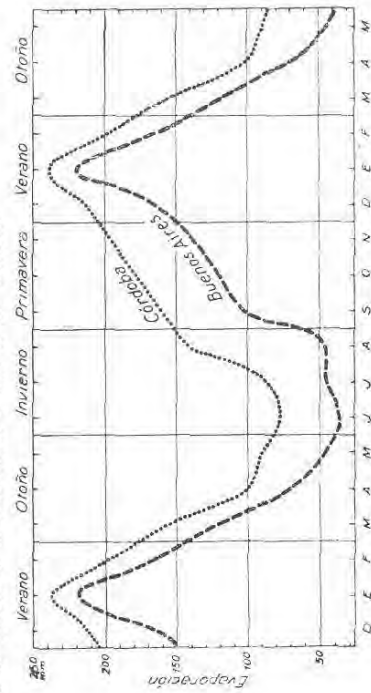


FIG. 479. — Marcha anual de la evaporación.

376. Marcha de la evaporación. — La figura 479 representa la cantidad de agua que es evaporada en los doce meses del año en Córdoba y en Buenos Aires. Esta cantidad alcanza su máximo en enero,

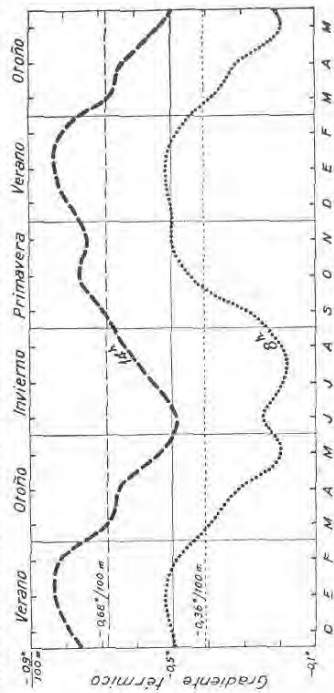


FIG. 480. — Marcha anual del gradiente térmico en la región de Córdoba.

cuando la temperatura del agua por evaporar es elevada, el ambiente relativamente seco y la remoción del aire, por efectos del viento, toda- vía fuerte; y llega a su mínimo en los meses de junio y julio, cuando la temperatura es baja, y el aire relativamente húmedo y poco agitado.

377. Marcha del gradiente térmico. — La figura 480 representa la marcha anual del gradiente térmico en la región central de la Argen-

tina, deducido de las observaciones efectuadas en Córdoba (425 m) y en la Pampa de Achala (2180 m). Los dos gradientes representados alcanzan el máximo en verano y el mínimo en invierno. Como se deduce

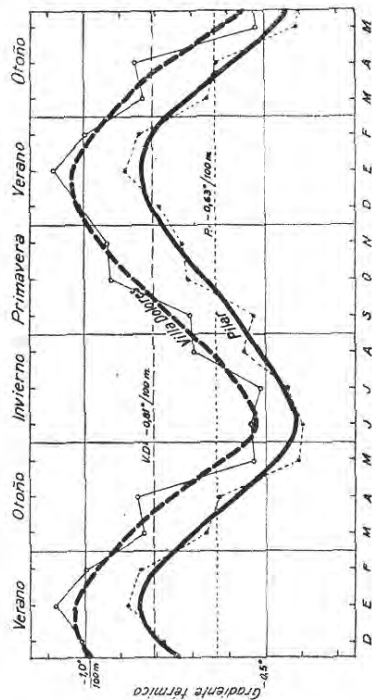


FIG. 481. — Marcha anual del gradiente térmico en las sierras occidentales (Villa Dolores) y las orientales (Pilar) de las sierras de Córdoba.

de esta figura, de mañana la atmósfera es estable todo el año. Sólo muestra tendencia a la inestabilidad en las horas de mayor calor, en primavera y en verano, lo que facilita el desencadenamiento de las tormentas.

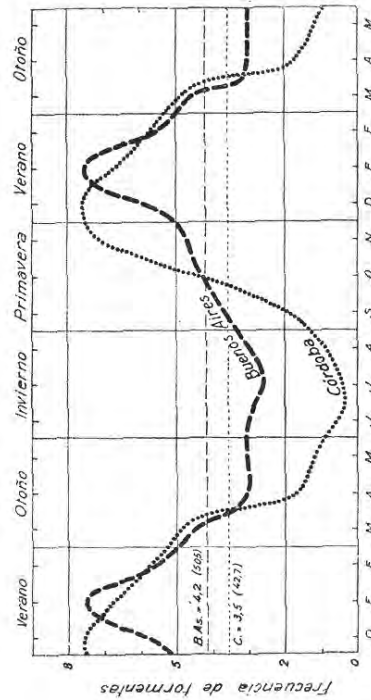


FIG. 482. — Marcha anual de la frecuencia de las tormentas.

Es instructiva la figura 481, en que representamos la marcha anual de los gradientes térmicos de la pampa de Achala y Pilar, este último punto situado al este de las sierras de Córdoba, y Villa Dolores, situada al oeste. El gradiente de las sierras occidentales es, durante todo el

año, mayor que el gradiente de las sierras orientales, y casi todos los días del verano llega al valor adiabático. Las tormentas de las sierras de Córdoba se inician, en consecuencia, en las faldas occidentales. También bajo este concepto, ellas representan una marcada "divisoria de climas".

378. Frecuencia de tormentas. — La formación de una tormenta exige mucha humedad en el aire, atmósfera relativamente calma y un gradiente térmico acentuado. Estas condiciones se cumplen en los meses de verano. El invierno, con su escasa humedad y reducido calentamiento del suelo, no es propicio para su formación. La máxima frecuencia en las tormentas se observa, por consiguiente, en la estación de verano (fig. 482).

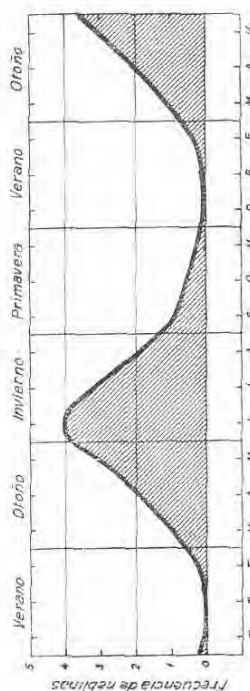


FIG. 483. — Marcha anual de la frecuencia de las neblinas.

379. Frecuencia de neblinas. — La formación de una neblina a la madrugada exige mucha humedad en el aire y baja temperatura. Estas condiciones, en Córdoba se cumplen en otoño y en invierno, y particularmente en junio (fig. 483).

380. Frecuencia de heladas. — Cuando la temperatura de los objetos que cubren el suelo desciende más allá de 0° , se forma "escarcha". Se dice entonces que *ha helado*. La estación más indicada para las heladas es el invierno. Mucha humedad en el aire (otoño) y agitación de éste por el viento disminuyen su frecuencia (fig. 484).

381. Marcha del potencial eléctrico. — En la figura 485 representamos la marcha anual del potencial en Pilar. Como se ve, resulta poco equilibrada. Por esto la reproduciremos por medio de una curva compensadora. Esta acusa un nítido máximo en invierno, pero falta el mínimo de verano, particularidad que podría tener su explicación en la posición geográfica del lugar.

382. Variación del número de iones.— La marcha anual del número de iones, como lo demuestra la figura 486, es muy irregular. El mayor número de iones se registra en otoño, y el menor, en verano. En primavera se nota un máximo secundario, y en agosto, un mínimo secundario. Término medio, el número de los iones —se trata de "iones livianos" (§ 289)— es superior a 1000 por centímetro cúbico.

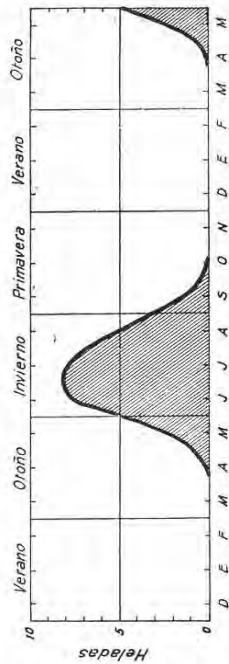


Fig. 484. — Marcha anual de la frecuencia de las heladas.

383. Velocidad de los iones.— La velocidad media de los iones oscila entre 0,6 y 1,1 cm/sec. Es mínima al principio del otoño, mientras que en invierno y primavera es relativamente elevada (fig. 487).

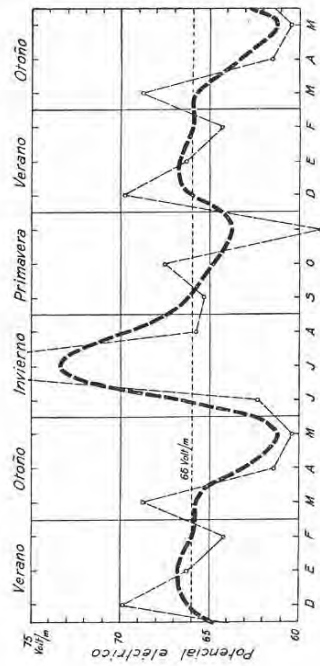


Fig. 485. — Marcha anual del potencial eléctrico en Pilar, Córdoba.

384. Coeficiente de dispersión.— La dispersión es elevada en otoño y al principio del invierno. Su valor mínimo lo alcanza ya en agosto. Desde esta época crece, hasta abril y mayo (fig. 488).

385. Conductibilidad eléctrica del aire.— La conductibilidad del aire depende de su pureza. En el interior, el aire posee la mayor pureza durante la época de calma, o sea al final del otoño y al principio del invierno. La mínima conductibilidad coincide, por esta misma razón, con la época de mayores vientos, o sea con el final de la primavera y principio del verano (fig. 489).

386. Uso de isopletas.— La marcha diaria y la marcha anual de cualquier elemento meteorológico puede ser representada por medio de líneas de iguales valores del mismo, llamadas *isopletas*. En los cuadros respectivos, las líneas verticales representan las horas del día, y las horizontales, los meses del año.

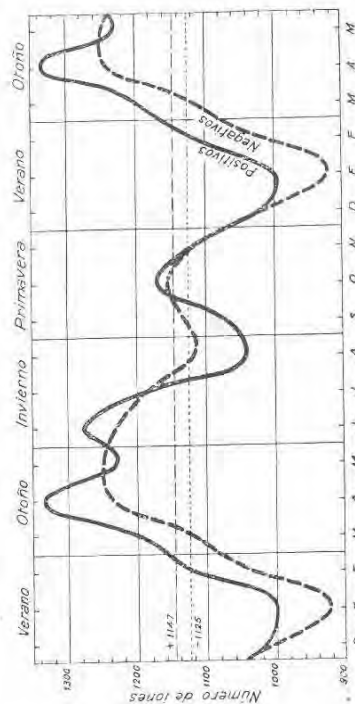


Fig. 486. — Marcha anual del número de iones, observada en Pilar, Córdoba.

La figura 490 representa los valores medios del gradiente térmico registrado en Europa central, entre un termómetro colocado a 2 m del suelo y otro en una torre a 34 m de altitud. Esta gráfica indica el gradiente térmico para cualquier hora del día y cualquier época del año. Dado que carecemos de una observación de esta clase sobre nuestro medio geográfico, ella tiene un elevado valor informativo.

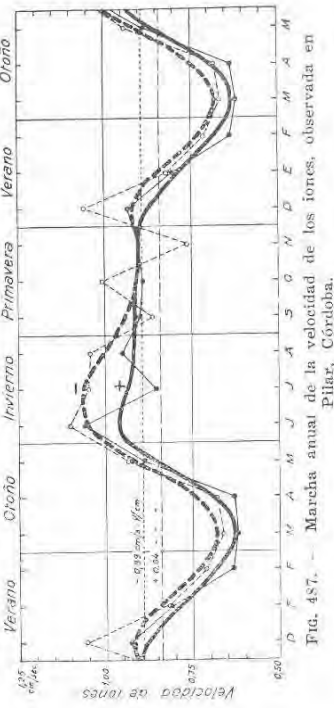


Fig. 487. — Marcha anual de la velocidad de los iones, observada en Pilar, Córdoba.

C) VARIACIÓN DEL TIEMPO EN EL ESPACIO¹

387. Diferencias en la marcha diaria de los elementos meteorológicos.— Comparando la marcha diaria de los elementos meteorológicos

¹ Este subcapítulo, como también los dos restantes, no forman parte del programa de este texto. La razón de su inclusión en el mismo se expone en el Prólogo.

cos de muchos lugares, exceptuados los de las regiones polares, es bien notoria su gran semejanza. Esta similitud se explica fácilmente, si se tiene presente que la causa de la continua variación del estado de la atmósfera es el diario calentamiento de la tierra por los rayos so-

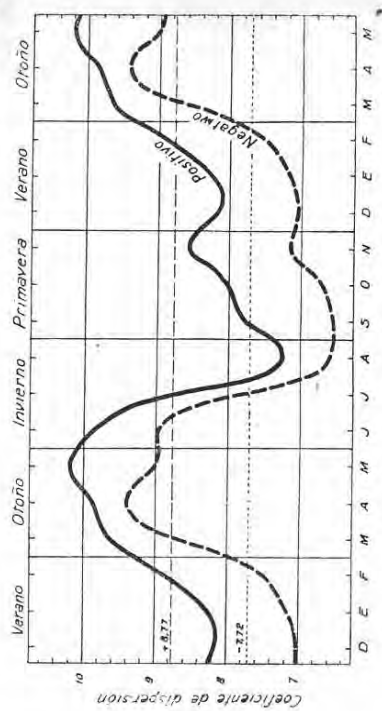


FIG. 488. — Marcha anual del coeficiente de dispersión, observada en Pilar, Córdoba.

lares. Pero además de esta semejanza, se notan también ciertas diferencias. Consisten, en primer término, en la desigualdad del nivel medio en que desarrolla la marcha de los elementos meteorológicos;

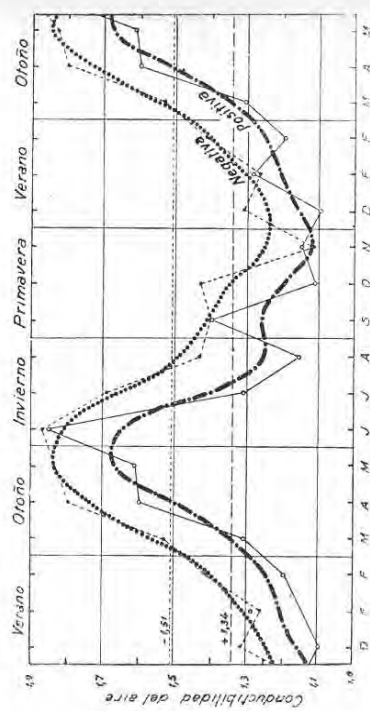


FIG. 489. — Marcha anual de la conductibilidad del aire, observada en Pilar, Córdoba.

después, en la desigualdad de las amplitudes que demuestran estas marchas, y finalmente, en característicos desfases de las sinusoides. Todas estas diferencias muestran una clara dependencia de los factores geográficos.

La marcha diaria de los elementos meteorológicos en Buenos Aires y Córdoba, descripta y comentada al principio de este capítulo, suministra ejemplos de estas diferencias. A ellos agregamos todavía, como único ejemplo, la marcha di-

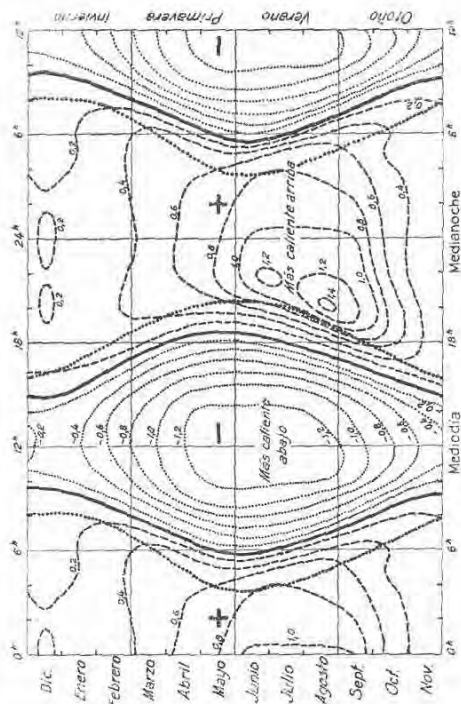


FIG. 490. — Representación simultánea de la marcha diaria y la marcha anual de gradiente térmico, observado en Potsdam por medio de "isopletas".

ria de la presión atmosférica, observada en distintos lugares de nuestro continente. Como lo demuestra la figura 491, tanto el nivel medio en que se efectúa la doble oscilación diaria de este elemento como la amplitud de la misma disminuyen con el acercamiento a la región polar. En las Orcadas, la variación diaria no pasa de 0,4 mm.

Para hallar el origen de estas diferencias en la marcha diaria de los elementos meteorológicos, y en particular del nivel medio en que se desarrollan, es necesario considerar la cantidad de calor solar que llega a la tierra. Debido a la excentricidad de ésta, la cantidad disminuye progresivamente del ecuador hacia los polos, mostrando así una fuerte dependencia de la latitud geográfica.

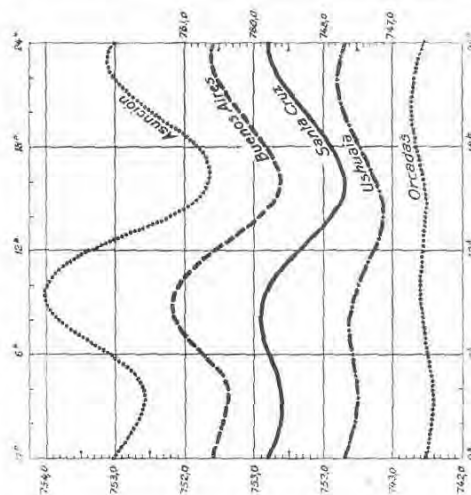


FIG. 491. — Marcha diaria de la presión atmosférica en relación con la latitud geográfica.

Naturalmente, la cantidad de calor que llega a la superficie, no sólo depende de la inclinación de los rayos solares, sino también de la masa aérea que deben traspasar. De ésta depende, igualmente, la cantidad de calor que es irradiado. Por esta razón, la amplitud de la variación de los elementos meteorológicos es mayor en las mesetas elevadas que en las regiones bajas.

En la marcha de los elementos meteorológicos influye mucho el viento dominante, el origen de las masas aéreas invasoras, su estado termohigro y el mayor o menor ímpetu de su arribo. Un lugar situado cerca de la costa acusará otros niveles medios y menores amplitudes que otro ubicado en el centro del continente, aunque estén a las mismas latitudes y tengan las mismas altitudes.

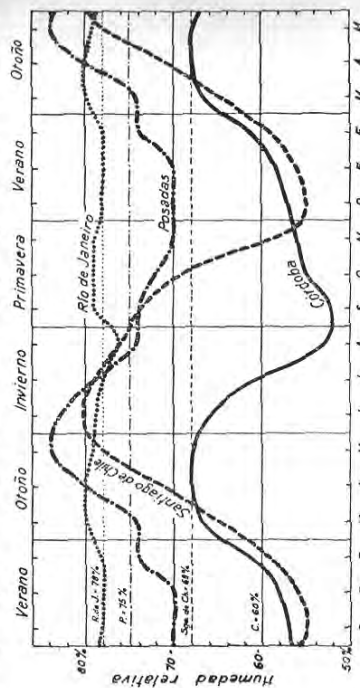


FIG. 492. — Influencia de las condiciones geográficas en la marcha anual de la humedad relativa.

También la calidad de la superficie de la tierra influye en esta marcha. Resulta particularmente grande la diferencia entre un lugar situado en medio del océano y otro ubicado en el centro del continente (ver fig. 56). La influencia de la cubierta vegetal y la composición del suelo en general, aunque menor, es siempre apreciable. Especialmente grande resulta la influencia térmica de una sabana de nieve.

En terreno escarpado, reviste importancia la exposición del lugar a los rayos solares, o sea la inclinación del terreno respecto de la horizontal. Influye asimismo la topografía del terreno, porque determina los caminos de flujo del aire. El "flujo del aire" significa, a su vez, "transporte de calor" en uno u otro sentido, y ya hemos dicho que el calor es la fuerza que regula los elementos meteorológicos.

Como vemos, cada lugar de la Tierra presenta ciertas particularidades en la marcha diaria de los elementos meteorológicos, lo que constituye parte de sus características climatológicas.

388. Diferencias en la marcha anual. — Mayores diferencias que la marcha diaria de los elementos meteorológicos acusa su curso anual, debido a la gran desigualdad que existe entre la cantidad de calor solar que un lugar recibe en el mes más caliente y el que recibe en el mes más frío, desigualdad que alcanza su máximo en los polos.

Pero también en estas diferencias se manifiesta la influencia de los mismos factores que en las variaciones de la marcha diaria,

Como ejemplo, presentamos la marcha de tres elementos. La figura 492 muestra la marcha de la humedad relativa en cuatro lugares: Río de Janeiro, por ejemplo, acusa un grado de humedad muy elevado todo el año; fenómeno natural, si se considera su posición geográfica y su proximidad al mar. También Posadas acusa un elevado porcentaje, pero ya con un manifiesto período anual, debido a su distancia de las costas marítimas. El valor máximo se registra en los meses de mayo y junio, cuando la temperatura ambiental es ya baja, pero el flujo del vapor de agua desde el mar es todavía considerable, y el valor mínimo, en los meses de noviembre y diciembre, cuando la temperatura ambiental es elevada pero la evaporación en los mares es todavía reducida. Análoga es la marcha de la humedad en Santiago de Chile. Córdoba acusa algunas particularidades. La máxima humedad reina en otoño, cuando la temperatura del aire ha descendido

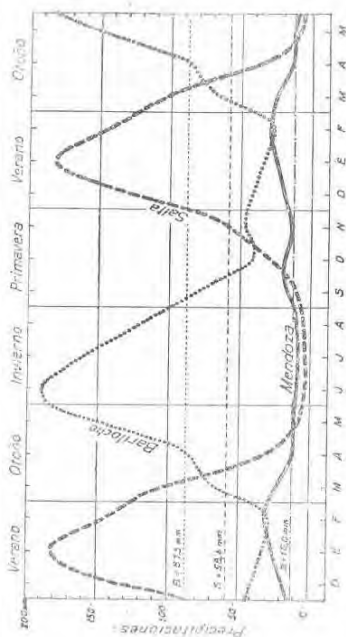


FIG. 493. — Influencia de las condiciones geográficas en la marcha anual de las precipitaciones.

ya considerablemente, y la mínima en los meses de agosto y septiembre, cuando los vientos son ya fuertes pero las aguas del mar, sobre las que pasaron, son todavía frías.

Llamen la atención las marchas anuales que se observan en las precipitaciones, como lo demuestra la figura 493. Salta a la vista el máximo durante el verano y el mínimo durante el invierno, régimen en el que se manifiesta la influencia de las tormentas estivales. En oposición, Bariloche tiene su máximo a principios del invierno, cuando las corrientes aéreas que provienen del Pacífico son húmedas, y su mínimo durante el verano, cuando son secas. El grado de humedad de esas corrientes depende de la temperatura de la corriente de Humboldt. Esta es "más alta" que la temperatura del aire en invierno, pero "más baja" en el verano. Mendoza acusa pocas precipitaciones todo el año. Los vientos predominantes son débiles y traen poca humedad del lejano océano. También es modesta la evaporación, por la escasez de agua.

En la figura 494, por último, representamos la marcha de los vientos. Mendoza tiene vientos uniformes pero débiles durante todo el año, por estar situada dentro de la zona de baja presión atmosférica que existe en el oeste argentino, "zona de calmas" por excelencia. Santa Cruz, por el contrario, sopla vientos fuertes todo el año, particularmente al principio del verano, porque se encuentra

dentro de la zona de los "bravos vientos del oeste", como manifestación regional de la circulación atmosférica planetaria en la costa patagónica. Montevideo tiene vientos moderados, pero más fuertes que Córdoba, porque goza de una "circulación costanera", de la que carece esta última. Además, Córdoba se encuentra ya en el límite de la "zona de calma" antes mencionada.

Como se deduce de estos pocos ejemplos, cada lugar de la tierra presenta determinadas particularidades también en la marcha anual de los elementos me-

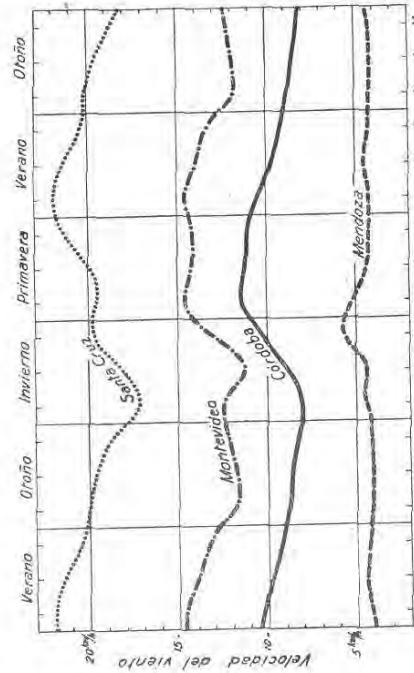


FIG. 494. — Influencia de las condiciones geográficas en la marcha anual de la velocidad del viento.

teorológicos; particularidades que constituyen otras tantas características de su clima.

389. **Causas de la variación del tiempo en el espacio.** — Son causas capaces de producir una diferencia en la marcha diaria y anual de los elementos meteorológicos, como se deduce de los ejemplos presentados:

- la latitud geográfica, pues determina la cantidad de calor que recibe un lugar;
- la altura sobre el nivel del mar, ya que de ella depende la masa aérea que las radiaciones térmicas tienen que atravesar;
- la calidad de la superficie del lugar, dado que su régimen térmico repercute en la marcha de los elementos meteorológicos;
- la distancia de las costas, pues de ella depende el grado de sequedad del aire que acarrea los vientos;
- la exposición del lugar, que determina un grado de calentamiento mayor o menor que el correspondiente a la latitud; y finalmente,

f) la topografía del terreno, porque encauza por determinados derroteros las masas aéreas y el calor que éstas transportan.

Como todas estas causas producen "influencias permanentes" en las características del tiempo de un lugar, se llaman también *factores climáticos*.

Si en lugar de buscar los factores que influyen en el "tiempo" de un lugar, investigáramos el origen de aquellos factores que determinan el "estado" de la atmósfera en su integridad, y que deciden el régimen de las variaciones que le son características, llegaríamos a la conclusión de que estos factores son las particularidades geográficas del globo terráqueo.

En efecto, si alguna potente fuerza pudiera desplazar, agrandar o achicar los continentes, o sumergir los existentes y elevar otros nuevos, el estado de la atmósfera en general y el clima de los distintos lugares en particular cambiaría, y el régimen del tiempo se modificaría. Esos procesos están en lenta marcha desde el principio de los siglos. Las modificaciones que han producido en el transcurso del tiempo nos las indica la *paleoclimatología*.

Por su parte, el hombre puede cambiar el clima de limitadas extensiones al modificar la superficie de la tierra, sea talando bosques, secando pantanos, regando páramos o transformando en tierras de cultivo extensas sabanas de pastos naturales. Estos cambios, por suerte, rara vez alcanzan proporciones de importancia.

D) VARIACIÓN DEL TIEMPO EN EL TIEMPO ASTRONÓMICO

390. **Fluctuación de los elementos meteorológicos.** — La principal característica de nuestro tiempo es su extrema variabilidad. Perturbaciones sistemáticas, de distinta intensidad y duración, mantienen en constante agitación la envoltura aérea de nuestro planeta. Al parecer, existe una infinidad de *focos de perturbación*. La mayoría de estos focos son minúsculos: un grano de arena o una piedra en medio del campo; pero los hay también que son verdaderos gigantes, como los continentes, por ejemplo, esparcidos por los mares. La duración de la perturbación está en proporción con la extensión del foco. Hay perturbaciones breves, que apenas pasan de un segundo, y las hay también largas, que por días enteros mantienen convulsionada nuestra atmósfera.

Como *fluctuación* de los elementos meteorológicos designamos las perturbaciones de cierta magnitud, capaces de producir cambios en los valores de ellos, perceptibles por nuestros sentidos. Esas perturbaciones determinan los pormenores del tiempo, aunque no influyen mayormente en las características del mismo.

Ejemplos típicos de esta clase de perturbaciones son las ráfagas de viento, la fluctuación de la temperatura del aire y de su grado de humedad, y la formación de nubes cúmulos durante los días apacibles de verano, debido a la elevación de grandes burbujas de aire calentado (ver figuras 249, 264 y 63). El origen de estas fluctua-

ciones reside en la "desigualdad" de la superficie de la tierra; en la presencia de caseríos, poblados y villas; montes y bosques; tierras cultivadas y terrenos yermos; represas de agua, lagunas y lagos; elevaciones del terreno.

391. Los "cambios de tiempo".— El tiempo cambia continuamente. La mayoría de los cambios son pausados, lentos, pues los origina el calentamiento diario del suelo por los rayos solares. Los elementos meteorológicos adquieren sus valores máximos en forma suave, continua, y luego declinan en igual forma, hasta alcanzar sus valores mínimos.

En oposición con esta regularidad y suavidad que domina durante el "tiempo normal", también se producen *cambios bruscos*, violentos, en el estado del tiempo, que originan saltos y discontinuidades en la marcha normal de los elementos meteorológicos; son producidos por las tormentas que cruzan el lugar de observación o por la invasión de alguna masa aérea fría polar.

Estos cambios repentinos, no muy persistentes, desde luego, fueron estudiados en el capítulo VII, donde se encuentran descriptos, representados gráficamente y valorados los fenómenos particulares que les son característicos.

392. Nuestro "régimen del tiempo".— Los *cam bios* que se producen en nuestro tiempo por la invasión de masas aéreas frías polares, al igual que todos los fenómenos naturales, siguen un determinado *rítmico*. Este ritmo se sostiene por la desigual captación del calor solar que hacen los continentes y los mares.

Como sabemos (§ 237), durante el verano son los continentes, y durante el invierno los mares, las regiones donde se producen las "bajas atmosféricas". Estas bajas, arrastradas por la circulación atmosférica, son seguidas de relativas "altas", y en conjunto forman una especie de *onda*, que recorre toda la Tierra por el paralelo de su nacimiento, determinando de este modo las características del tiempo de las regiones atravesadas. La extensión, o sea la longitud de estas ondas, depende de las dimensiones del continente que les da vida. Entre las muchas ondas que de este modo se forman, sólo subsisten aquellas que abarcan partes alicuotas del paralelo por el cual se mueven, ya que sólo éstas pueden reforzarse, al terminar un recorrido alrededor de la Tierra. Entre las longitudes de las ondas debe existir, en consecuencia, una relación como $1:1/2:1/3:1/4:\dots:1/8$. Por esta razón, si la intensidad de la circulación atmosférica es tal que da una vuelta alrededor de la Tierra en 30 días, en la formación de las "bajas" y "altas" atmosféricas, y por consiguiente también en la invasión de masas aéreas polares en forma de viento pampero, deben manifestarse periodicidades de 30, 15, 10, $7\frac{1}{2}$ y $3\frac{3}{4}$ días, respectivamente. El comportamiento térmico diferenciado de los continentes y mares determina así la sucesión ordenada de los grandes fenómenos atmosféricos

en nuestra región geográfica, formando el *régimen del tiempo* en la misma.

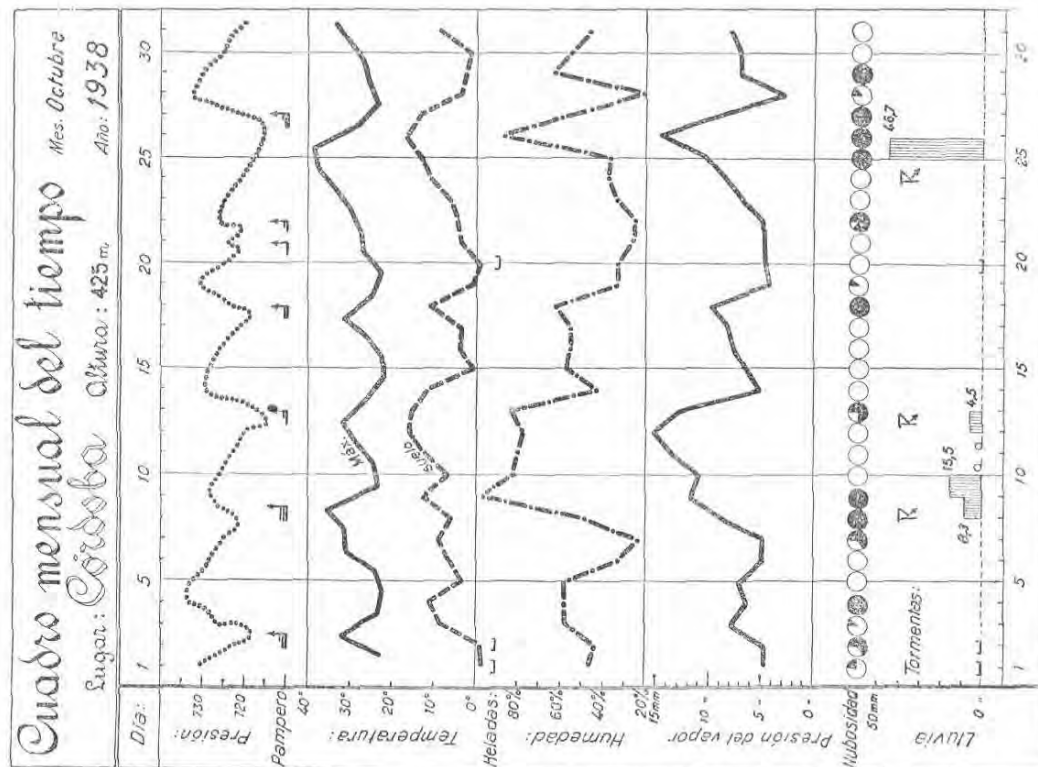


FIG. 495. — Cuadro mensual del tiempo en Córdoba.

La intensidad de la circulación atmosférica depende de la diferencia térmica entre el ecuador y el polo. Esta diferencia es grande en invierno y pequeña en

verano, por lo cual los periodos que se observan en nuestro tiempo son más cortos en invierno que en verano.

A. DEEANT, que descubrió estas relaciones en 1912, analizando los datos meteorológicos argentinos de los años 1901 y 1902, dedujo las siguientes longitudes medias para los distintos periodos. En

invierno = (3,4)	6,9	11,8	15,8	30,0 días
verano = (3,8)	7,5	12,2	17,2	32,4 "

El periodo más importante es el semanal.

Como ejemplo, presentamos el *Cuadro del Tiempo* que ha reinado en Córdoba en el mes de octubre de 1938 (fig. 495). En el mismo se encuentran representados los principales elementos meteorológicos y los fenómenos atmosféricos de mayor importancia.

En la primera fila está representada la presión atmosférica, el elemento meteorológico más estimable que existe, como veremos más adelante. En la segunda fila figuran las invasiones de aire polar que, en forma de viento pampero, barrieron las llanuras argentinas. La intensidad de la circulación era intensa, y las invasiones se sucedieron con ritmo acelerado, a intervalos de sólo 5 días, en lugar de 7. La dependencia de la presión atmosférica de estas invasiones salta a la vista. Con el arribo de una masa aérea fría, pesada, principia su ascensión, iniciándose el descenso cuando comienza a alejarse, y a la vez a aliviarse, debido a los rayos solares. En la tercera fila está representada la temperatura máxima del día, siendo alta antes de producirse la invasión de aire polar, y baja cuando el frío cubre el suelo. La poligonal que representa estas temperaturas parece la imagen invertida de la presión atmosférica. En la cuarta fila figura la temperatura mínima, observada a ras del suelo. Como se ve, hubo tres heladas durante este mes, en las primeras madrugadas claras después de una invasión de aire polar. Esta temperatura, muy influida por el estado termohigrométrico del suelo y del aire y por el estado del cielo y el viento, desde luego, no acusa ya tan clara relación con la presión atmosférica como la temperatura máxima. En la quinta fila está representada la humedad relativa, y en la sexta la presión del vapor de agua, sobre la base de las observaciones de las 8 exclusivamente. La marcha de ambos elementos es bastante concordante, como debe serlo, dado que la humedad relativa oscila alrededor de un valor medio, determinado por la cantidad de vapor de agua que hay en el aire. Días de mucha humedad relativa y también de mucha presión de vapor de agua son los posteriores a las lluvias, cuando la evaporación es intensa. En la sexta fila está representado también el grado de nubosidad; en la séptima las tormentas, y en la octava, los rocíos, las escarchas y las precipitaciones. Estas últimas se produjeron después de una invasión de aire polar, o cuando una tormenta atravesó la ciudad.

Para una descripción más detallada y precisa de la evolución del tiempo debe disponerse también de información referente al grado de estabilidad de las masas aéreas, y conocer las características de las masas aéreas invasoras, como asimismo los pormenores de su traslado por la superficie de la tierra. Pero una descripción de esta clase excedería, desde luego, los límites de este texto.

393. Variación cíclica de nuestro tiempo¹. — Para saber si el tiempo de nuestro país acusa alguna periodicidad mayor que las mencio-

¹ Algunos idiomas poseen dos palabras que equivalen a nuestro término "tiempo". Así, por ejemplo, el alemán las palabras "das Wetter" y "die Witterung"; el húngaro, "az idő" y "az időjárás". La primera se refiere a un lapso que no excede de 24 horas; la segunda,

nadas anteriormente, conviene formar "promedios mensuales" de los elementos meteorológicos y compararlos con los "valores normales", deducidos de muchos años de observaciones. Los valores así obtenidos se denominan *anomalías mensuales*. Las oscilaciones que las mismas

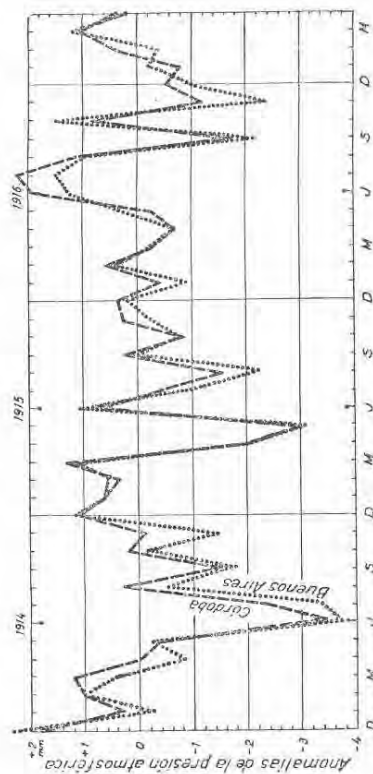


Fig. 486. — Anomalías mensuales de la presión atmosférica.

demuestran permiten deducir la existencia de variaciones periódicas del tiempo, cuya duración excede ya de 30 días.

Si se efectúa esta investigación, se verá que en la marcha de todos los elementos meteorológicos, y con la mayor nitidez en el curso de la presión atmosférica, existe un ciclo de aproximadamente tres meses de duración. El ciclo está íntimamente ligado con la intensidad de la circulación atmosférica, y se acorta o se alarga a medida que ésta se intensifica o debilita.

Como ejemplo presentamos, en la figura 486, las anomalías de la presión atmosférica registradas entre los años 1914 y 1917 en Buenos Aires y en Córdoba. El paralelismo entre las dos poligonales que representan estos valores es elocuente. Sin duda alguna, las mismas fuerzas regulan el tiempo en ambos lugares. En la época considerada, los sucesivos picos en las anomalías aparecen a una distancia media de 84 días. La concordancia en la marcha de las temperaturas no es ya tan perfecta. Tampoco podría serlo, si recordamos la influencia que sobre las mismas ejerce la calidad de la superficie de la tierra. Menos acentuado aún es el paralelismo entre las anomalías de las precipitaciones, porque en la mayoría de los casos son producidas por tormentas locales, de reducida extensión.

Nota: Cuando la representación gráfica de las fluctuaciones de un elemento meteorológico se asemeja a una curva de senos, conviene hablar de un *período*, pero si parece más bien un cicloide, con picos resalantes, separados por valles

a un lapso que va de un día hasta treinta años. De ahora en adelante, a la palabra "tiempo" le atribuiremos este último significado.

Por estas razones, consideramos poco acertado decir, por ejemplo: "las condiciones climáticas del mes pasado, por el excesivo calor y falta de lluvias, fueron adversas a la agricultura". Con más propiedad, podría decirse: "las condiciones generales del tiempo fueron adversas". El tiempo cambia; el clima, no.

extensos, de un *ciclo*. Las fluctuaciones diarias y anuales de los elementos meteorológicos causadas por fuerzas extraterrestres —calor solar— son “períodos”; representan, en conjunto, la periodicidad astronómica en nuestro tiempo. Todas las otras fluctuaciones, especialmente las que tratamos en este párrafo, son causadas por factores terrestres, variables de un lugar a otro y de una época a otra. Las oscilaciones en los elementos meteorológicos producidos por estos factores las llamamos “ciclos”. La totalidad de ellos representa la periodicidad física en el tiempo. La longitud de los períodos es constante, invariable en el tiempo; la longitud de los ciclos oscila entre amplios límites.

394. Período anual en el tiempo. — Los diversos paralelos de la Tierra reciben distintas cantidades de calor durante el año, mayores en la región tropical que en las regiones polares. La distribución de estas

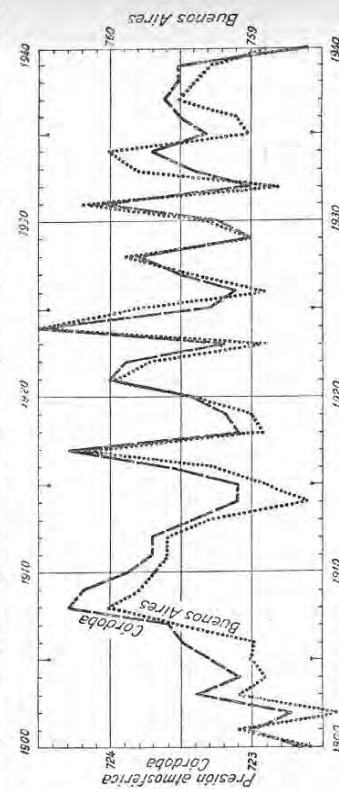


FIG. 497. — Valores anuales de la presión atmosférica.

cantidades entre los doce meses del año es uniforme en el ecuador, pero muy desigual en los polos. En éstos, la cantidad que incide durante el solsticio de invierno es nula, por cierto, pero la del solsticio de verano es superior a la que recibe el ecuador.

Debido a estas particularidades de la insolación en ambos hemisferios, la diferencia de temperaturas entre el ecuador y los polos es mayor en invierno que en verano. Igual característica acusa la diferencia de presiones, que a su vez determina la intensidad de la circulación atmosférica y la oceánica. Como consecuencia, todos los elementos meteorológicos y el conjunto de ellos, el “tiempo”, acusa un *período anual* muy acentuado.

Este comportamiento de los elementos meteorológicos fué analizado detenidamente, sobre la base de las observaciones de Buenos Aires y Córdoba, en el subcapítulo B, de modo que resultaría ocioso volver a ocuparnos del mismo.

395. Pulsación de la atmósfera. — Las representaciones gráficas de los valores anuales de los elementos meteorológicos demuestran la existencia de una oscilación cíclica en nuestro tiempo, cuya duración media es de $3\frac{1}{2}$ años. Esta oscilación, descubierta en

1919 por A. BRAAK, se denomina *pulsación de la atmósfera*. Es como si en la atmósfera se produjeran ciertos fenómenos que determinasen el carácter del tiempo reinante, y decidiesen la sucesión ordenada de las épocas de lluvia y de sequías, y de las épocas de calor y de frío, a

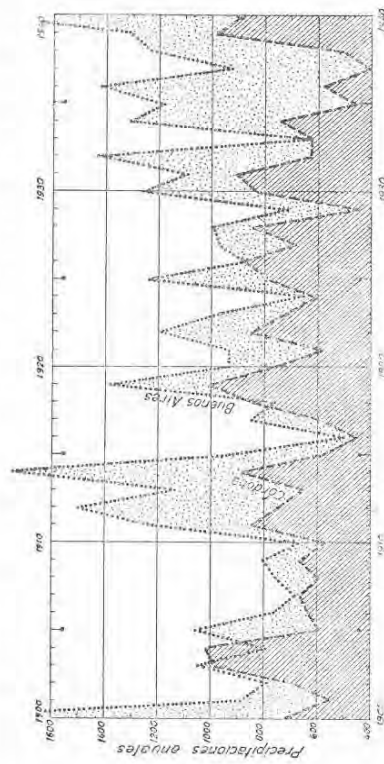


FIG. 498. — Valores anuales de las precipitaciones.

intervalos de tres años y medio. Cuando la intensidad de la circulación atmosférica es intensa, este lapso se acorta; cuando es débil, se alarga.

En las figuras 497 y 498 están representados los valores anuales de la presión atmosférica y los de las precipitaciones, registrados en Buenos Aires

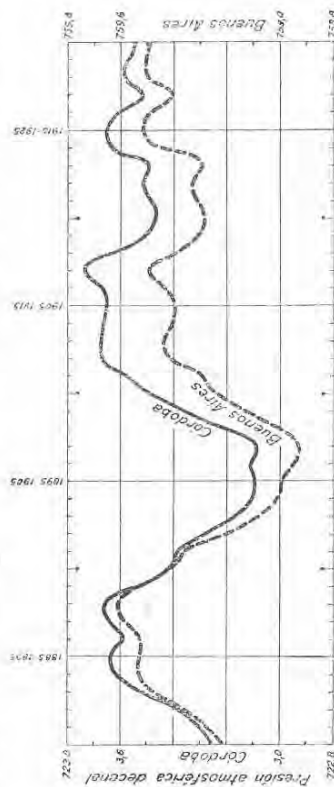


FIG. 499. — Valores decenales de la presión atmosférica.

y Córdoba entre los años 1900 y 1940. Si se observan estas figuras, pronto se verá que nuestro tiempo está enteramente regido por estas pulsaciones. Cuando la intensidad de la circulación atmosférica es acentuada, la duración de la misma se reduce a 2 años; cuando es débil, se eleva a 4 años.

396. Períodos mayores en nuestro tiempo. — Al conocimiento de las perturbaciones de mayor duración que afectan a nuestro tiempo se llega con la formación de promedios de los elementos meteorológicos cada vez más largos. Las curvas que representan estos promedios son cada vez más suaves, y muestran ciertas ondulaciones que

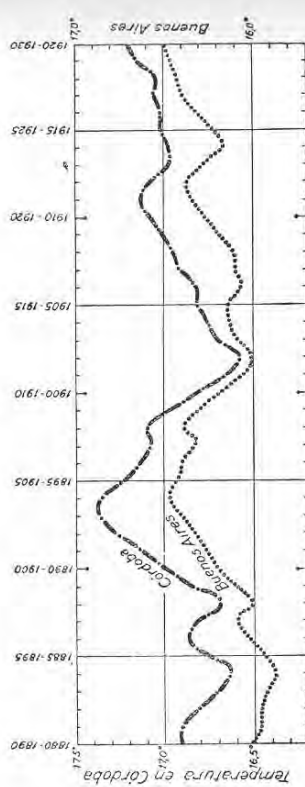


FIG. 500. — Valores decenales de la temperatura media del aire.

indican la presencia de determinadas perturbaciones. Entre éstas, por lo común, se encuentra una perturbación de una duración media de 7 años, otra de 11 años, de origen solar, poco acentuada, una de 16 años, llamada período de A. WÄGNER, y una de 35 años, denominada período de E. BRÜCKNER.

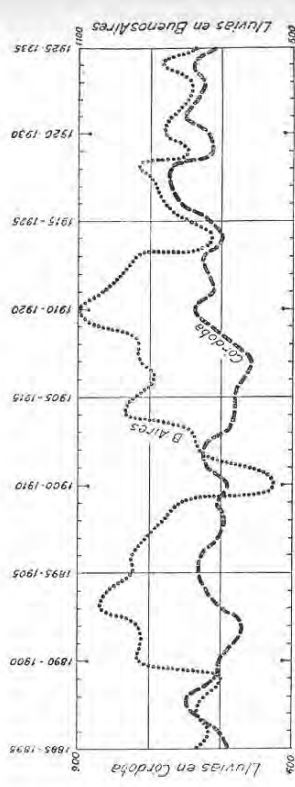


FIG. 501. — Valores decenales de las precipitaciones.

Extremando el procedimiento, o sea formando promedios cada vez más extensos, se llega finalmente a valores constantes, que no varían más en el tiempo y que sólo dependen de las condiciones geográficas del lugar de observación. Estos promedios se llaman *valores climáticos*, y representan los "valores básicos" de los elementos meteorológicos, alrededor de los cuales fluctúan los "valores ocasionales", de-

terminados por las perturbaciones periódicas, cíclicas y accidentales, que afectan el tiempo.

En las figuras 499, 500 y 501 presentamos los valores decenales de la presión atmosférica, la temperatura y las precipitaciones, respectivamente, observadas en Buenos Aires y Córdoba.

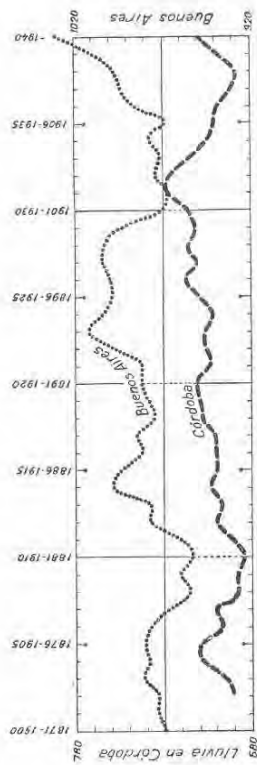


FIG. 502. — Promedios de 30 años en las precipitaciones.

Formando promedios de 30 años, las representaciones gráficas se simplifican todavía más. Ofrecemos sólo la referente a las lluvias (fig. 502). Como se ve, las dos líneas representativas son aún muy movidas, lo que demuestra que en

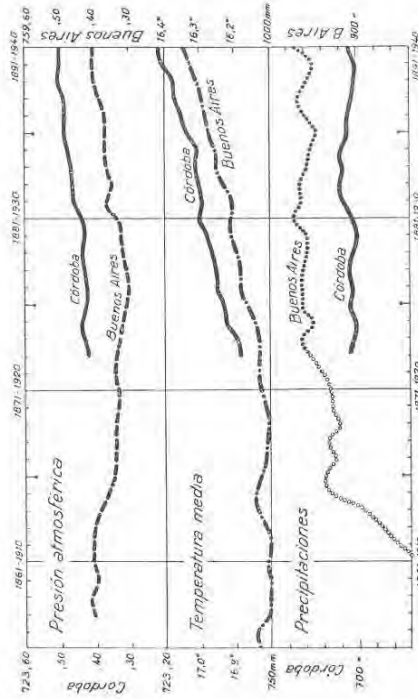


FIG. 503. — Promedios de 50 años de la presión atmosférica, temperatura media y precipitaciones.

el ambiente geográfico nuestro, los promedios de 30 años no dan todavía valores climáticos adecuados.

Por último, en la figura 503 representamos promedios de 50 años. Las líneas obtenidas se asemejan a rectas, de manera que estos valores son ya

"valores climáticos". En la presión atmosférica de Buenos Aires parece existir un período de unos 35 años, el llamado período de BRÜCKNER; su amplitud es sólo de 0.05 mm. La temperatura media, tanto de Córdoba como de Buenos Aires, se encuentra en un ascenso lento pero progresivo. El fenómeno es universal, y su razón estriba en el crecimiento de las ciudades. Muy simplificadas aparecen las representaciones de las precipitaciones. Los promedios deducidos no indican una variación mayor de 5 mm, por lo menos desde el año 1872 en adelante. Los datos de Buenos Aires anteriores a esta fecha, parecen dudosos. Es posible que los pluviómetros hayan estado instalados en un lugar muy descampado.

397. Períodos climáticos. — Todo período en la fluctuación de los elementos meteorológicos que abarque más de 50 años es un *período climático*. En nuestro continente, las observaciones instrumentales son todavía demasiado recientes para poder demostrar la existencia de estos períodos en nuestro tiempo. Sólo los archivos históricos nos suministran algunos datos al respecto. No obstante, en la naturaleza se encuentra la información necesaria. En efecto: cada árbol es un "teorógrafo", pues el mayor o menor espesor del anillo que anualmente agrega a su tronco indica las condiciones termohúgidas que han reinado durante el período vegetativo. Las añosas araucarias de las selvas misioneras, como también las de los bosques patagónicos, atesoran de este modo un material informativo, no explotado todavía, sobre nuestro clima en el último milenio.

Lo mismo puede decirse de los sedimentos de toda clase que los vientos, la lluvia y el hielo separaron de la corteza terrestre y depositaron en las partes resguardadas del terreno y en los lechos de los ríos, lagos y mares. Algunos sedimentos nos informan sobre el clima de la época geológica reciente, y otros nos ilustran sobre el clima de las épocas lejanas, distantes millones y millones de años de la época actual.

E) CAUSAS DE LA VARIACIÓN CONTINUA DEL TIEMPO

398. Influencia del calor solar. — El elemento que produce los cambios en la atmósfera es el *calor solar*. Por eso, la causa de toda perturbación de nuestro "tiempo" hay que buscarla en la cantidad de calor solar que ha llegado a la superficie de la tierra. Esta cantidad es sólo el 57 % de la cantidad que llega al límite de la atmósfera, y que se denomina "constante solar".

El valor medio de la constante solar es de 1,94 cal/cm min, con algunas oscilaciones que no pasan del 2 %. Estas oscilaciones son pequeñas si se las compara con las que experimenta la cantidad de calor solar que llega a la tierra debido a las modificaciones que se operan en la transparencia de la atmósfera. Por esta razón, las explicaciones de las perturbaciones de nuestro tiempo, que se basan en las variaciones que se observan en la constante solar, no tienen mayor probabi-

lidad de éxito. El "tiempo", tal como se presenta en las distintas partes de la tierra, es producto de factores terrestres, constantes unos, variables otros, a lo largo del tiempo astronómico.

399. Influencia de las erupciones volcánicas. — Para llegar al suelo, los rayos solares tienen que atravesar toda la atmósfera. En esta travesía, su fuerza se debilita. Los elementos que más intervienen en este proceso son las partículas sólidas que hay en el aire, y en menor proporción el vapor de agua y el anhídrido carbónico (capítulo II, B).

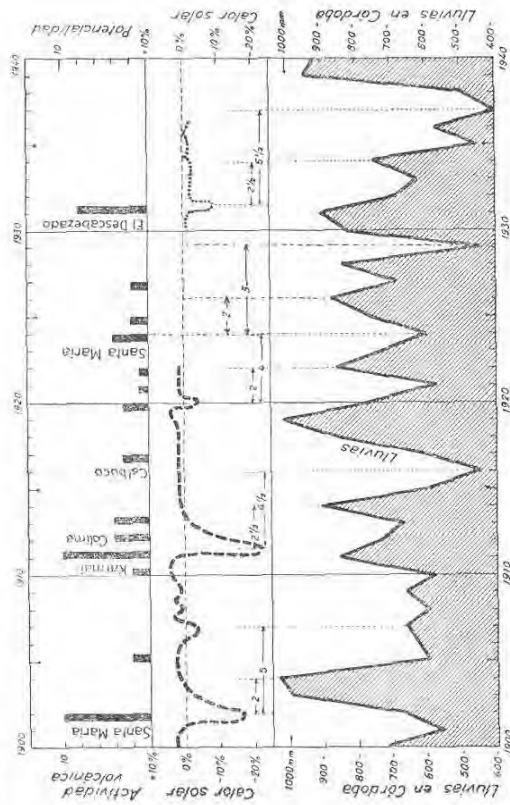


Fig. 504. — Influencia de las erupciones volcánicas en la cantidad de calor solar que llega a la superficie de la tierra, y efecto de éste en las lluvias de Córdoba.

Es particularmente grande la influencia del polvillo volcánico. Las mediciones de la cantidad de calor solar que llega a la superficie de la tierra después de potentes erupciones volcánicas han acusado una merma que, en casos extremos, ha llegado al 50 % (§ 14). En consecuencia, no resulta equivocado buscar en las grandes *erupciones volcánicas* las causas de las perturbaciones que afectan a nuestra atmósfera, pues parecen ser las causantes de la pulsación de nuestra atmósfera (§ 395).

La figura 504 contiene los datos que comprueban estas relaciones. En la primera línea están representadas las erupciones volcánicas con bastones que expresan la cantidad de polvillo arrojado a las altas capas atmosféricas. En la segunda línea figura la reducción que se observó en la cantidad de calor

401. Influencia de la corriente del Brasil.—Para que una masa aérea llegue del ecuador al polo, teniendo en cuenta lo complicado de su trayectoria, necesita varios días. Durante todo este movimiento, el aire arrastra consigo las aguas superficiales de los océanos. La densidad del agua es 773 veces mayor que la del aire, por lo cual su movimiento resulta 27,8 veces más pesado. Este lento fluir de las aguas superficiales de la región tropical hacia las regiones polares, y su retorno, más lento todavía, en parte, por las profundidades de los océanos, determina la duración media

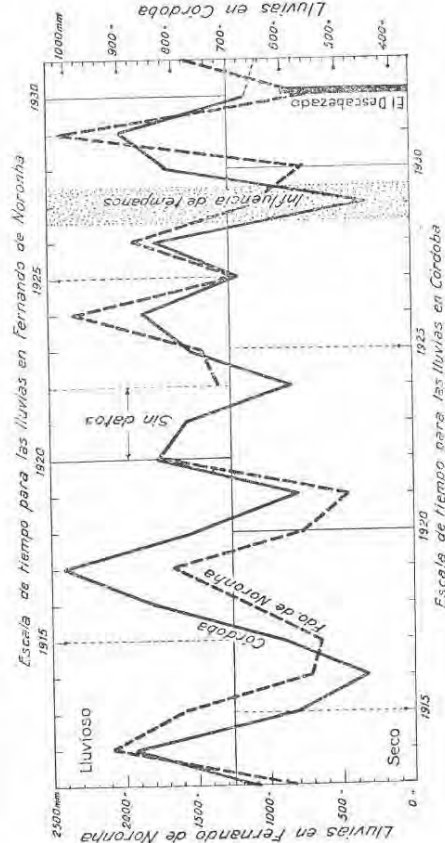


Fig. 506. — Influencia de la temperatura de la corriente del Brasil en las lluvias de Córdoba, dos años más tarde.

de una pulsación de la atmósfera, evaluada en $3\frac{1}{2}$ de años.

La mayor parte de la Argentina, todo el Uruguay, Paraguay y una considerable parte del Brasil están bajo la influencia de vientos que provienen del Atlántico. La temperatura y el grado de humedad de las masas aéreas que acarrearán estos vientos está regida por el estado térmico de las aguas oceánicas que forman la *corriente del Brasil*, la que parte de la región tropical y avanza lentamente, con una velocidad de 10 a 20 cm/sec = 8,64 a 17,28 km/día, hacia la región polar. Cuando estas aguas parten de la región tropical "más calientes" que de costumbre, se tiene una época de lluvias en la zona de su influencia, y cuando parten "más frías", una época de sequía.

El estado térmico de esta corriente en la región de su formación, cerca del ecuador, lo juzgamos, por falta de datos oceánicos, por el volumen de las precipitaciones de la isla Fernando de Noronha. Años lluviosos en esta isla, presagian

solar llegado a la superficie de la tierra. Por último, en la tercera línea se encuentran representadas las lluvias anuales registradas en Córdoba. Si se observa esta figura, se nota sin dificultad que dos años después de cada erupción de importancia, en la región central de la Argentina se presenta una época de lluvias, y cinco años más tarde, término medio, una larga sequía (§ 14).

400. Influencia de la intensidad de la circulación atmosférica.—El efecto de las erupciones volcánicas sobre nuestro tiempo lo acarrea la circulación atmosférica.

Después de una erupción potente, a la superficie de la tierra llega menos calor solar que de costumbre; la temperatura entre el ecuador

y los polos disminuye, y con ella decrece la intensidad de la circulación atmosférica. Como consecuencia, el oleaje de las mareas se calma y las aguas superficiales son menos revueltas, por lo cual se calientan más. Las regiones en que dominan los vientos que se deslizan por sobre estas aguas, gozan de una *época de lluvias*. Y, por el contrario, cuando la temperatura aumenta, la circulación atmosférica se intensifica. El oleaje de los mares se acrecienta y las aguas superficiales están más agitadas, por lo cual no pueden calentarse mucho. Las regiones cercanas a ellas soportan una *época de sequía*.

Como se desprende de esta breve descripción, existe una íntima relación entre la intensidad de la circulación atmosférica y las lluvias registradas en una determinada región algún tiempo después. La intensidad de la circulación atmosférica resulta ser, por esta razón, el factor de mayor importancia para la regulación del tiempo en las distintas regiones de la tierra.

Como demostración, en la figura 505 presentamos la relación entre la intensidad de la circulación atmosférica y las lluvias registradas en Córdoba dos años más tarde. La relación es íntima: una circulación atmosférica intensa es seguida, dos años después, de una sequía; una circulación débil, de una época de lluvia. Por supuesto, otro lugar, situado en otra parte de la tierra, demuestra distinto atraso, aunque sin modificación sustancial en esta relación.

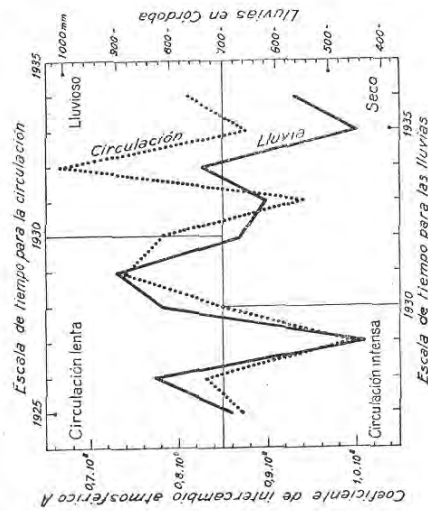


Fig. 505. — Influencia de la intensidad de la circulación en las lluvias de Córdoba, dos años más tarde.

una época de lluvias en la región de influencia de la corriente, y años de lluvias escasas, una sequía.

La existencia de esta relación se deduce de la figura 506, en la que están representadas las lluvias de Fernando de Noronha, y las registradas dos años más tarde en Córdoba. La relación es acentuada y convincente. La misma figura muestra también ciertas "anomalías" en esta relación, que pueden ser explicadas por la influencia térmica de los témpanos que invadieron el Atlántico en 1927, y la erupción de El Descabezado, ocurrida en 1932.

402. Influencia de la corriente de Humboldt. — Las masas aéreas frías que, después de pasar la cordillera de los Andes, se derraman por las llanuras argentinas y uruguayas provienen del océano Pacífico, y antes de entrar en el continente, se deslizan sobre la *corriente de Humboldt*. Cuando la circulación atmosférica es intensa, las aguas de esta corriente son revueltas, y por esto relativamente frías. En esta oportunidad, las masas aéreas que se desplazan por sobre ellas son menos ca-

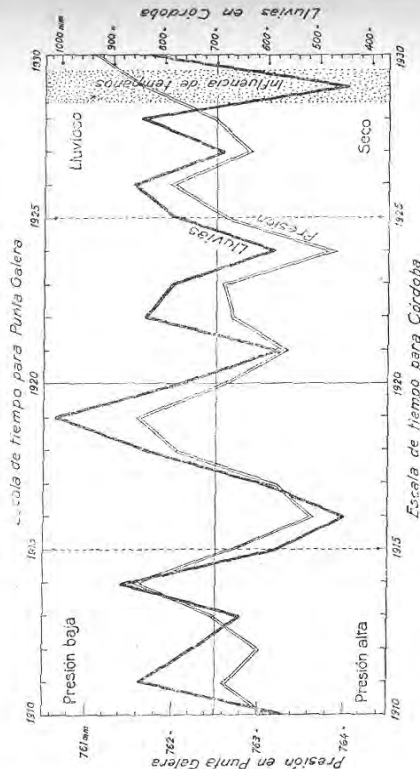


FIG. 507. — Influencia de la temperatura de la corriente de Humboldt en las lluvias de Córdoba.

lientes y menos húmedas que de costumbre; y, a la inversa, cuando la circulación es débil, más calientes y más húmedas de lo que correspondería. Al avanzar hacia la región tropical, estas masas aéreas se calientan cada vez más, pero no modifican su humedad absoluta, tan reducida. Aire de tales condiciones, asociado a una circulación atmosférica intensa, favorece la evaporación y, con ello, el *secado de la tierra* en todo su trayecto, con lo cual contribuye a la reducción de las precipitaciones.

Esta influencia se manifiesta claramente en la figura 507 por el paralelismo entre la presión atmosférica, observada en punta Galera, cerca de Valdivia, como

expresión del estado térmico de la corriente de Humboldt, y las lluvias registradas al mismo tiempo en Córdoba. El paralelismo de las dos líneas es significativo: a la baja presión corresponden lluvias abundantes, y a la alta presión, lluvias escasas. Analizando más detenidamente esta relación, resulta que el mayor efecto en las lluvias en Córdoba se nota tres meses después de una anomalía de presión advertida en punta Galera.

403. Influencia de la corriente de las Malvinas. — La *corriente de las Malvinas*, que baña las costas argentinas al sur del Río de la Plata, no afecta mayormente el tiempo de esta región, debido a que la dirección predominante de los vientos es "mar adentro", excepto en las regiones costaneras, que se hallan influidas por la brisa de mar. Sólo ocasionalmente, cuando una masa aérea fría, polar, asciende por las costas hacia el norte, el viento llamado "sudestada" penetra profundamente en el continente (§ 244). Por tratarse de una corriente fría, la cantidad de vapor de agua que este viento transporta "tierra dentro" es reducida, por lo cual sólo produce neblinas y lloviznas. Si de la corriente del Brasil, que transporta la humedad que luego, en forma de lluvia bienhechora, cae al suelo, decimos que "moja la tierra", y de la corriente de Humboldt, que "seca la tierra", de la corriente de las Malvinas corresponde decir, simplemente, que "humedece el aire".

404. Influencia de la región polar. — El régimen térmico de la tierra puede ser caracterizado, someramente, de la siguiente manera:

El calor solar penetra en la atmósfera por la región tropical y, luego de abrirse en dos ramas, se dirige hacia las regiones polares, desde las cuales escapa hacia el espacio infinito. El transporte de calor desde la región tropical a las regiones polares lo efectúa la circulación aérea y la circulación oceánica.

Un extenso continente cubierto de nieve y hielo ocupa la región polar de nuestro hemisferio: el *continente Antártico*. La influencia térmica del mismo, ya de por sí considerable (§ 71), es agrandada todavía, durante la estación de invierno, con el helamiento de las aguas superficiales de los mares australes.

La región tropical es geográficamente muy extensa; las regiones polares, muy reducidas. Por esta razón las regiones polares, al concentrarse en ellas los efectos de las perturbaciones iniciadas en la región tropical, muestran una extraordinaria sensibilidad a las agitaciones que conmueven nuestra atmósfera.

El tiempo que reina en las distintas partes de la Tierra influye, a la larga, sobre el tiempo que se registra en las regiones polares. Y en compensación, el tiempo de las regiones polares repercute sobre el tiempo en las demás partes de la Tierra.

húmedo que normalmente, el secado de la tierra es menor, y en consecuencia, las lluvias son más abundantes.

Intencionalmente hemos presentado esta época de la relación entre los dos elementos citados, por haberse producido una notable anomalía en las lluvias de Córdoba a fines de 1918 y principios de 1919. Con esto queremos llamar la atención sobre el hecho de que, desde luego, a nuestro tiempo no lo determina un solo factor sino varios, y que únicamente teniendo en cuenta la influencia del "conjunto" se pueden explicar las características que él presenta.

Masas aéreas y acuosas más calientes que de costumbre que llegan a la región polar, debilitan su acción térmica; masas más frías que lo normal, la fortifican. A la inversa: un helamiento más extenso y más duradero de los mares circumpolares que lo común, aumenta la acción de la región polar; un helamiento más reducido y menos largo, la aminora. Es grande la influencia del hielo del mar, que se desprende anualmente del conjunto inmóvil que rodea al polo; gironde, asimismo, la influencia de la época en que se realiza este desprendimiento y el camino que recorre antes de fundirse en las aguas oceánicas. Mayor es todavía la influencia de los témpanos que, de vez en cuando, se desprenden de los ríos de hielo que descienden lentamente del interior del continente al mar abierto. A veces se desprenden verdaderos colosos de hielo —el mayor de los cuales, según apreciaciones, tenía un volumen superior a los 3 000 km³—, que enfrían las aguas oceánicas por mucho tiempo. Baste recordar que para transformar un gramo de hielo en agua de 20° de temperatura son necesarias 100 calorías, y que para eva-

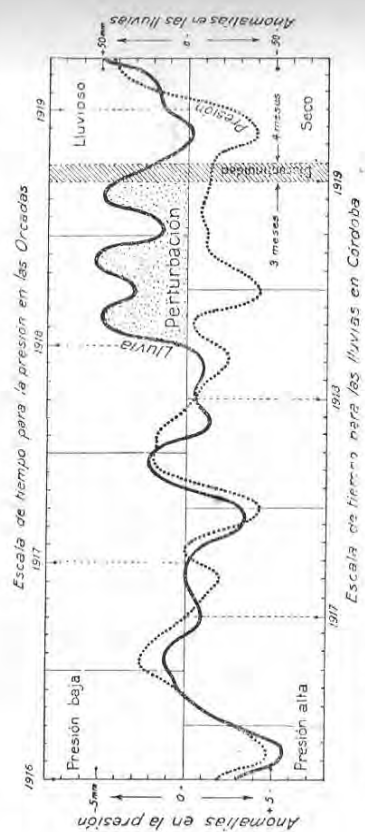


Fig. 508. — Influencia de la presión atmosférica de las Orcadas del Sur de determinado mes en las lluvias de Córdoba producidas tres meses más tarde.

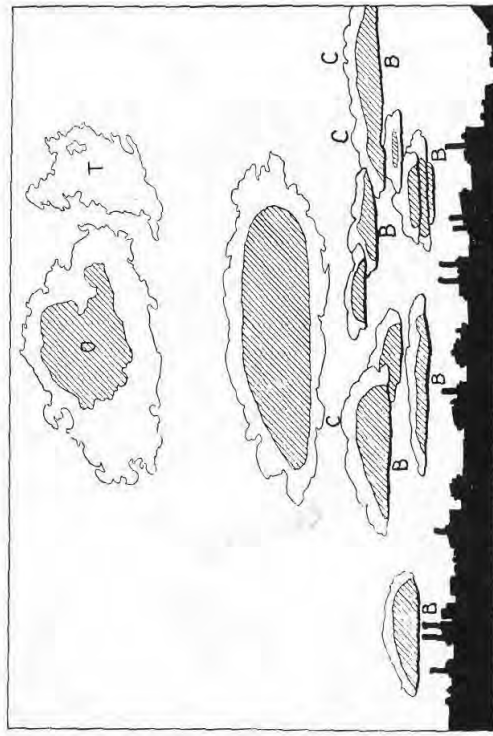
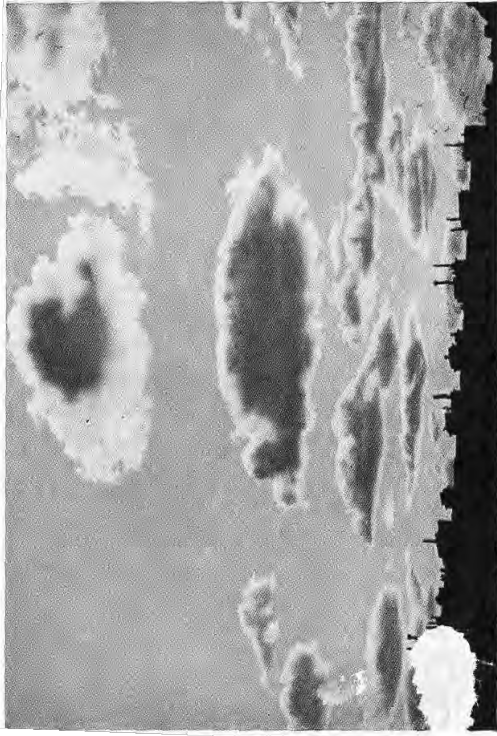
porarla y posibilitar así su penetración en los continentes, como vapor de agua, promisor de lluvias, otras 600, para vislumbrar su extraordinario efecto sobre el tiempo reinante en extensas regiones de la Tierra.

Las regiones polares —para el hemisferio austral, desde luego, el continente Antártico— son centros de acción atmosférica de gran importancia y de muy variadas consecuencias.

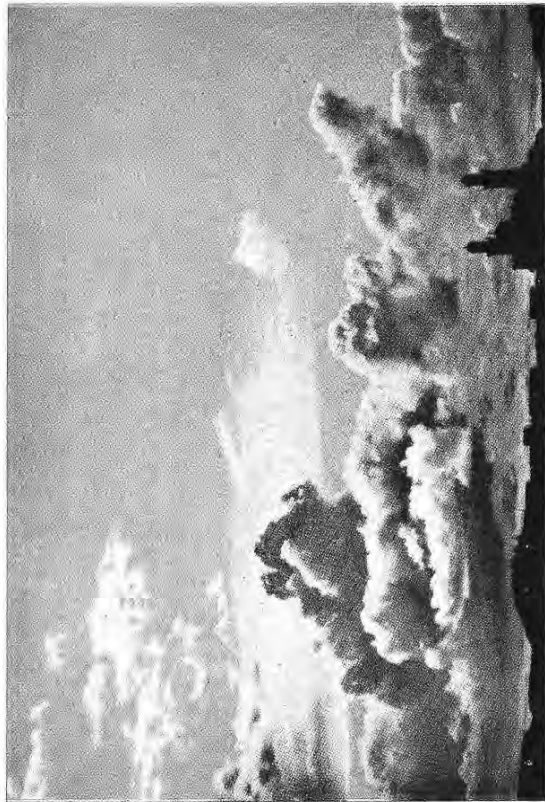
Como único ejemplo, en la figura 508 presentamos la relación que existe entre las anomalías de la presión en las islas Orcadas del Sur, en determinado mes, y las anomalías de las lluvias, en Córdoba, tres meses más tarde. Según ella, después de un período de baja presión en las Orcadas, llueve mucho en Córdoba, y después de una temporada de alta presión, poco. La relación se explica fácilmente, si tenemos en cuenta que la presión es "alta" cuando el aire es muy frío y denso, y "baja" cuando es relativamente caliente y raro. Pero el aire frío contiene poca humedad, y el aire caliente, mucha. En el primer caso, cuando el aire polar llega a nuestro continente, es más seco que de costumbre y facilita la evaporación, y por consiguiente, afecta las lluvias. En el segundo caso, el aire es más

LÁMINAS DE NUBES

Cuadros típicos y aspectos característicos
de las nubes, extraídos del ATLAS INTER-
NACIONAL DE NUBES Y ESTADOS DEL
CIELO. Publicación del Comité Meteorolo-
gógico Internacional. Madrid, 1931.



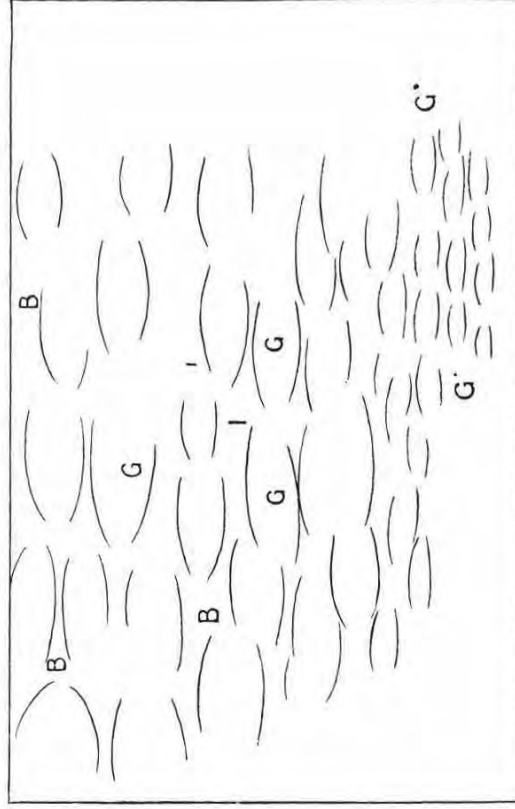
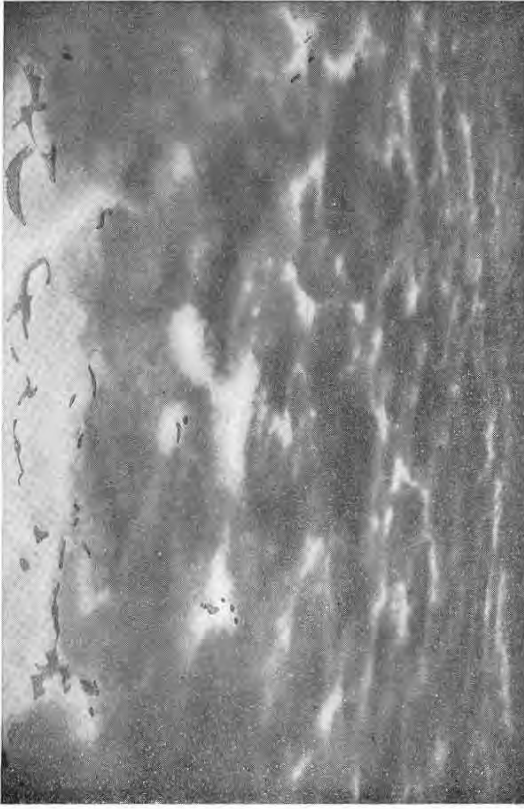
Cumulus de buen tiempo. *Cumulus humilis.* Las nubes, bastante espaciadas, están "achaladas y desinfladas". Son mucho más extensas en superficie que en altura. La sombra propia (*O*) es, en general, bastante reducida; a veces son completamente transparentes (*T*), lo que denuncia un débil espesor. En las proximidades del horizonte las bases (*BB*) se dibujan claramente. La nube aislada *T*, sin base horizontal, y cuyos bordes están desgarrados, es un fractocumulus.



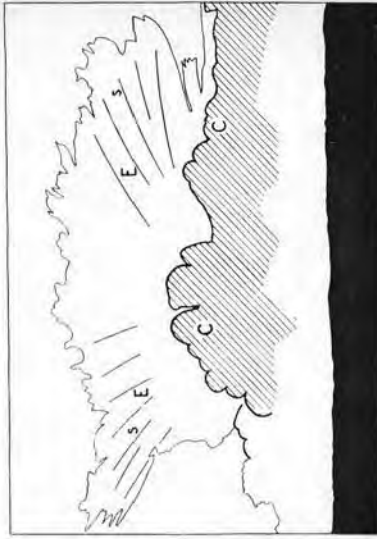
Cumulus aborascados, sin yunque. Las protuberancias se amontonan, especialmente en *C*; las bases mal definidas (*BB*) no son bien horizontales, las masas están más o menos desgarradas (*D*), y no hay simetría vertical, por estar las cimas como estradas por el viento (*V*). En *AA*, Allocumulus esparcidos. En *S*, banco lenticular de Cirrostratus espesos que provienen de un yunque de Cumulonimbus. La lámina representa un cielo complejo de nubes inferiores, medias y elevadas.



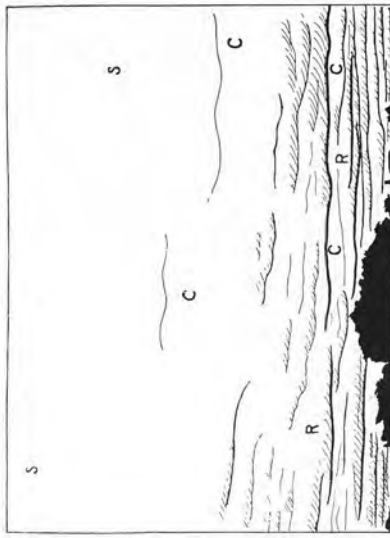
Cumulonimbus. *Cumulonimbus* celvas. Comienzan a tomar estructura cirrosa las protuberancias de la nube. En *H* la masa nubosa "húmeda", signo de actividad activa de la nube. El yunque empieza a formarse en *E*; la congelación entubula la estructura cumulonimbus que todavía es clara en *H*. Esto es un estado de transición generalmente muy efímero, y no tarda en formarse el yunque cirroso completo. En *SS*, Fractostratus negrozcos de base. En *H*, Cirrus independientes.



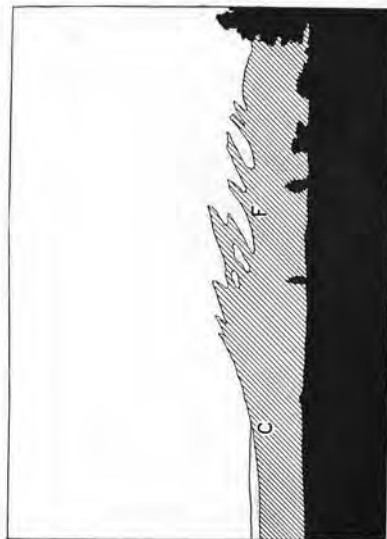
Capa de Stratocumulus. *Stratocumulus translucidus*. Los elementos *GG* tienen formas de terrones y forman una capa bastante regular. Están fuertemente sombreados y son, por tanto, bastante espesos. En los intersticios (*II*) de la capa, a veces, se observan claros y el azul del cielo aparece nítidamente (*BB*). En *G'G'*, hacia el horizonte, la perspectiva produce el efecto de rollos, debidos al alineamiento de los elementos, demostrando así la disposición bastante regular de éstos.



Cumulonimbus. *Cumulonimbus incus*. El yunque típico *EE* está perfectamente formado y, al percibirse completamente de perfil, por estar el Cumulonimbus bastante alejado, ofrece un aspecto clásico. Su estructura cirrosa, estrada (*SS*) hasta en la masa y deshilachada en los bordes, difiere claramente de la estructura cumuliiforme mamelonada que se aprecia en *CC*.



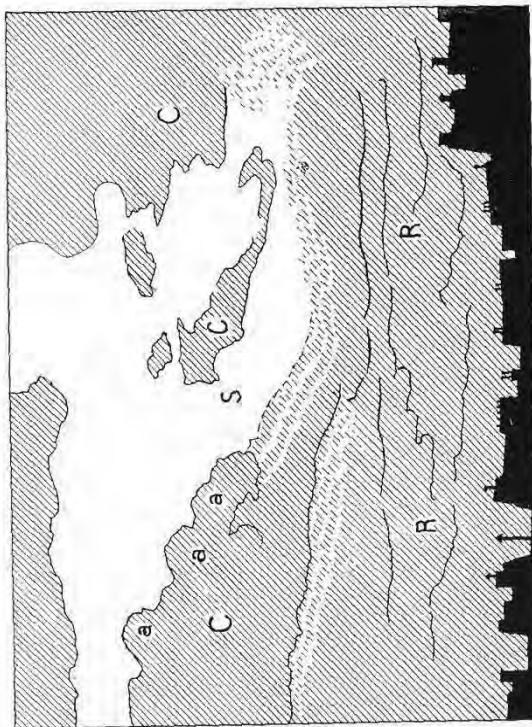
Capa de Stratocumulus. *Stratocumulus opacus.* Capa bastante uniforme que presenta, sin embargo, en el cenit, algunos contrastes de luz (CS) y en el horizonte una estructura en rollos RR que se acentúan y se aprietan por efecto de perspectiva, lo que revela una disposición más o menos regular de la capa nubosa. Transición a Stratus.



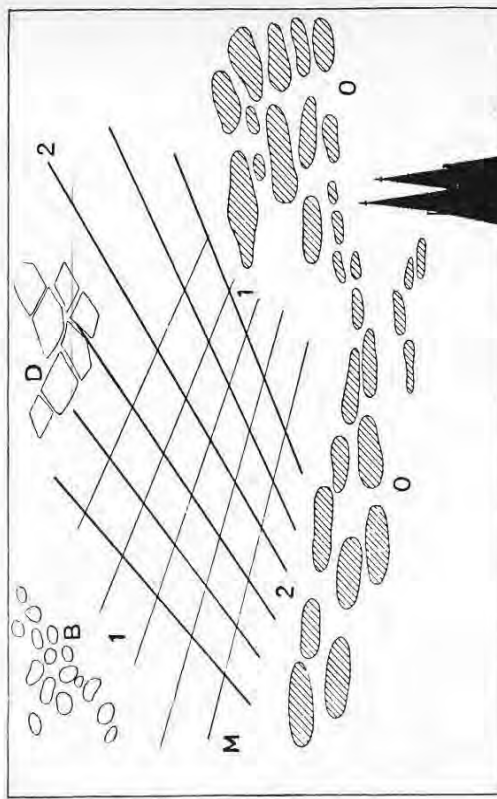
Capa de Stratus. La nube, muy baja, parece muy uniforme, por hallarse el observador demasiado cerca y ver las ondulaciones bajo un ángulo demasiado grande para poder distinguirlos. La capa nubosa corta la colina en C y oculta la cima. En F, Joncos de Factostratus que se arrastran por la pendiente.



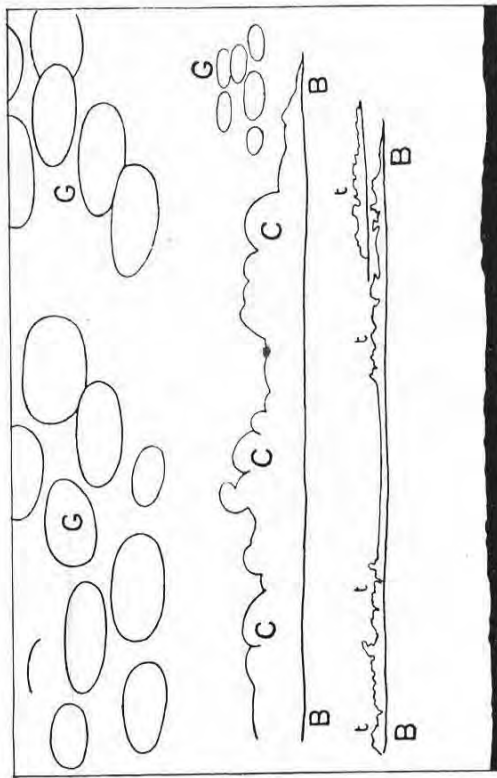
Altostratus típico, delgado. *Altostratus translucidus*. El Altostratus es uniforme y translúcido. El Sol se denuncia todavía, con una luz bastante clara, en S. La nube no es, pues, un Nimbostratus. Pero no se distingue ya el contorno del Sol, ni hay fenómenos de halo; la nube, por lo tanto, tampoco es un Cirrostratus. En FF, pequeños Fractostratus, con ligera tendencia cumuli-forme; como el velo de Altostratus se interpone entre ellos y el Sol, aparecen muy oscuros.



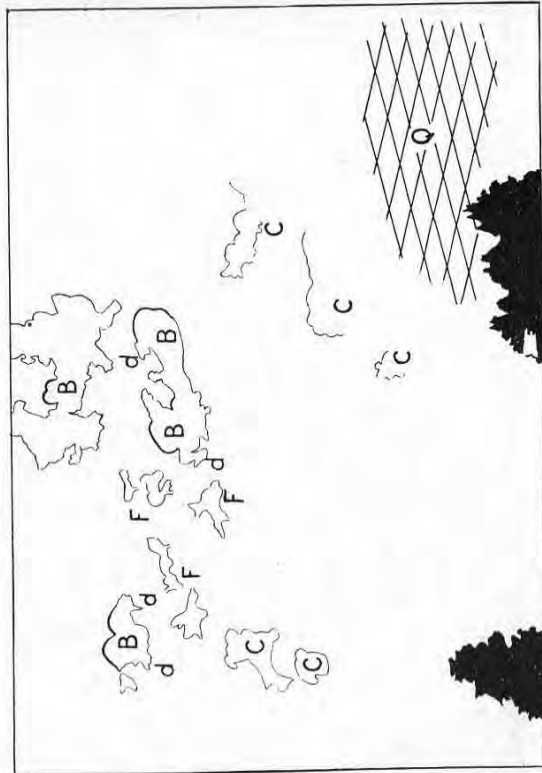
Nubes bajas, desgarradas, de mal tiempo. Estas nubes aparecen muy sombrías sobre el fondo relativamente claro del Altostratus, o Nimbostratus, que asoma por algunos puntos (S), sobre todo en las proximidades del cenit. En el horizonte, las nubes bajas se aprietan y forman rollos toscos e irregulares RR, por efecto de perspectiva. Las nubes bajas, que presentan un cierto relieve con partes redondeadas (aa), son más bien Fractocumulus que Fractostratus.



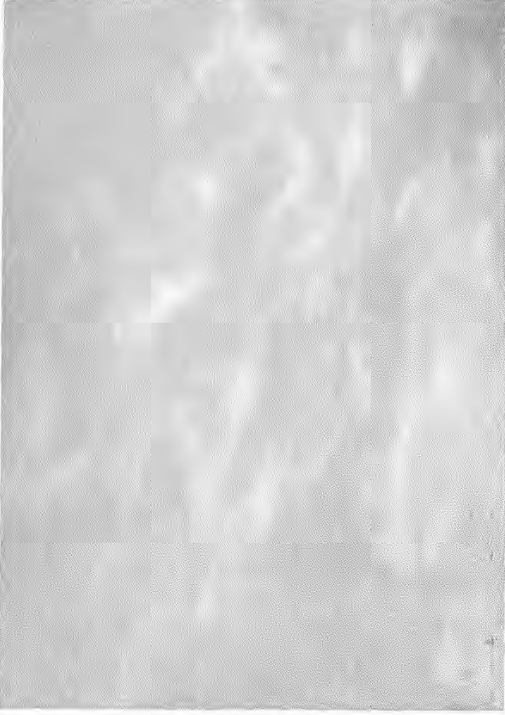
Capa de Altostratus. *Altostratus translucidus*. Capa regular, organizada según dos direcciones 11 y 22. Los elementos nubosos, un poco esponjosos, sobre todo en M, tienen en general forma de guijarro, intermedia entre la globular B y la de losa D. Dejan entre sí intersticios, por los que aparece el azul del cielo. Aunque la capa, en algunas porciones (00) esté un poco más fuertemente sombreada, su espesor es mediano y bastante uniforme.



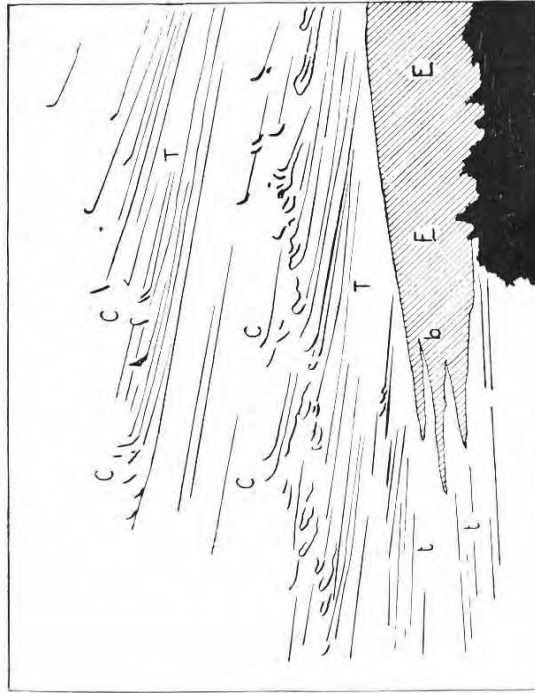
Altostratus castellatus. Las nubes, bastante próximas al cenit, vistas por debajo, se presentan bajo el aspecto típico de los Altostratus, de guijarros (GC) de formas redondeadas. Más abajo, hacia el horizonte, vistas de perfil, se alinean en filas BB y presentan un desarrollo cumuliforme pronunciado (CC). En tt, torrecillas dispuestas en fila y descansando sobre una base horizontal BB, características de la subvariedad "castellatus". Cielo precursor de tormenta.



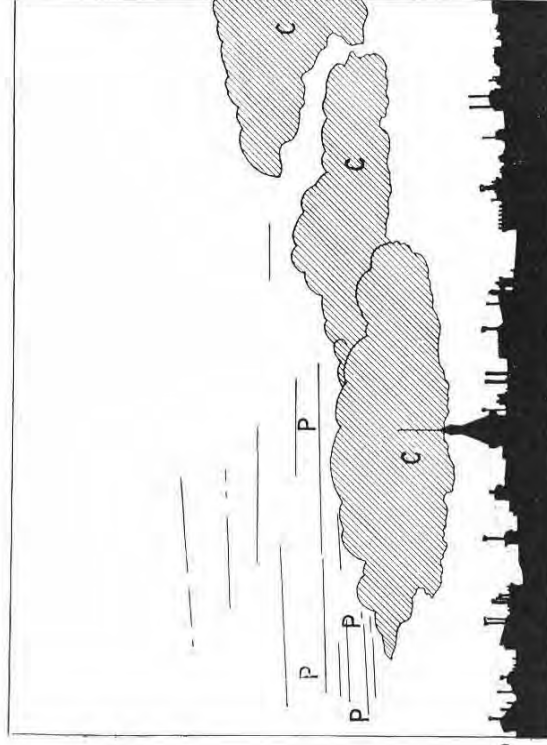
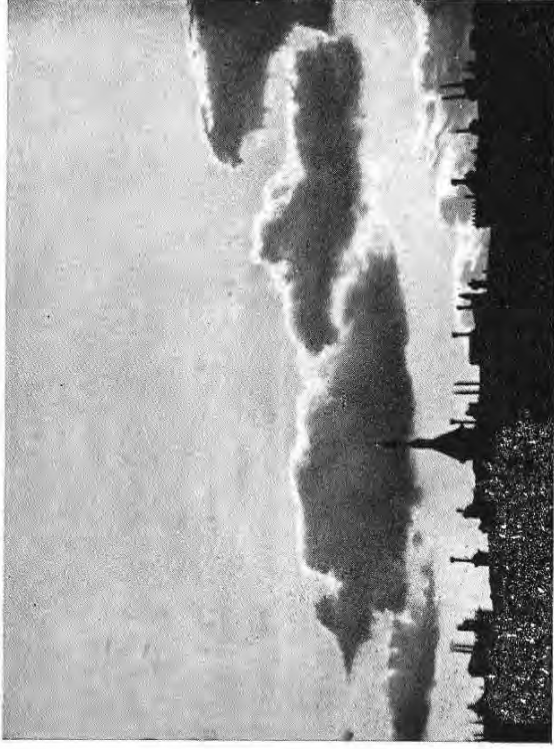
Alto cumulus en copos cumuliiformes diseminados. *Alto cumulus floccus*. Los elementos nubosos *CC* asemejan pequeños *Fractocumulus* o *Cumulus* sin base y sin sombra caracterizada. Los elementos o están por completo deshilachados y esparcidos (*FF*), o deshilachados en ciertas partes (*dd*); en otras presentan esferas degeneradas (*BB*), un poco más blancas, parecidas a protuberancias cumuliiformes. En *Q* los elementos forman una capa organizada al tresholillo. Cielo precursor de tormenta.



Cirrus finos abundantes, pero que no forman una capa continua. *Cirrus filous*. Cirrus compuestos de filamentos dispuestos irregularmente, enmarañados en todos sentidos, que no afectan la forma de ganchos, que no se asocian en bancos o en bandas, y que no tienden a aglomerarse en *Cirrostratus*. Son bastante abundantes, pero no aumentan en una dirección determinada.



Cirrus finos en forma de ganchos, terminados por una pequeña garra. *Cirrus uncinus*. Las garras están muy claras, especialmente en CC y las ráfagas en TT. El banco EE, más fuertemente sombreado, pertenece a un nivel más bajo (Alto cumulus). Hay tendencia manifiesta al aumento de nubosidad, hacia el observador; el cielo se cubrirá cada vez más.



Cirrostratus que cubren todo el cielo. *Cirrostratus fillosus*. Todo el cielo está cubierto por un ligero velo de Cirrostratus, en el que se distingue una estructura confusa en ráfagas paralelas PP. En CC, Cumulus, con sombras propias, acentuadas por el velo superior y que están ya muy achatadas, como ocurre frecuentemente, cuando se encuentran por debajo de un velo nuboso medio superior.

- Arco iris, 444.
 Arcos de interferencia, 444.
 AUCAS, 181.
 AUCÓN, 22.
 Aspecto del aire, 16.
 ASMANN, R., 60, 61, 108, 125.
 Atlas internacional de nubes y estados del cielo, 178.
 Atmósfera, 9, 41, 51.
 Atmósfera adiabática, 271.
 Atmósfera de tierra, 51.
 Atmósfera homogénea, 269, 271.
 Atmósfera isotérmica, 271.
 Atmósfera media, 271.
 Atmósfera Standard, 271.
 Atmósferas polimorfos, 270.
 Atomo, 17, 395, 397.
 Atracción hidrodinámica, 192.
 Auréolas, 447.
 Aurora polar, 435.
 Austausch, 103, 327, 338.
 Avión y la tormenta, 422.
 Aviones meteorológicos, 389.
 Avocado, 32, 243.
- B**
- BARNET, 224, 430.
 Baja, 255.
 Baja secundaria, 256.
 Balanza, 288.
 Barógrafo, 239.
 Barómetro, 26, 233.
 Barómetro aneroid, 237.
 Barómetros de cubeta, 233.
 Barómetros de mercurio, 233.
 Barómetros de sifón, 234.
 Barriletes, 388.
 BARTELS, J., 45.
 BAUR FR. y PHILIPPS, H., 110.
 BEAUFORT, 281.
 BEQUEREL, A. H., 401.
 BENNDORF, H., 406.
 v. BEZOLD, W., 63, 64.
 Bibliografía meteorológica, 6.
 BIGELOW FR., H., 81.
 BIRKELAND, B., 436.
 BISHOP, 448.
 BJERKNES V., 309.
 Blizzard, 348.
 Bola de fuego o rayo globular, 420.
 Bolas de aire, 321.
 Bora, 346.
 BORNE, von dem, 136.
- BOUQUET, 85, 449.
 Bóveda celeste, 425.
 BRAAK, A., 502.
 BRANDES, H. W., 253.
 Brisa de mar y de tierra, 337.
 Brisa de valle y de montaña, 344.
 Brisas costaneras, 337.
 Brisas de ladera, 343.
 BRÜCKNER, E., 504.
 Bruma, 141, 146, 150, 151.
- C**
- Caída de las gotas de agua, 193.
 Caída de las partículas sólidas en el aire, 10.
 Caída de los copos de nieve, 196.
 Caída de masas aéreas, 247, 307.
 Cálculo de la humedad específica, 122.
 Calentamiento del aire, 97.
 Calentamiento de los mares, 101.
 Calentamiento del suelo, 89.
 Calor, 55.
 Calor de condensación, 40.
 Calor de vaporización, 40.
 Calor específico, 89, 90.
 Caloría, 40, 56.
 Calor irradiado por el suelo, 94.
 Calor solar, 42, 67, 258.
 Calor solar absorbido por el suelo, 89.
 Calor solar reflejado por el suelo, 87.
 Cambios del tiempo, 355, 382, 498.
 Cambios del tiempo con aire tropical en movimiento, 378, 383.
 Cambios del tiempo con aire tropical en reposo, 379, 384.
 Cambios del tiempo en presencia de masas aéreas tropicales superpuestas, 380, 384.
 CAMPBELL-STOKES, 187.
 Campo electromagnético, 55.
 Canal de descarga eléctrica, 417.
 Candencia de los Alpes, 434.
 Cantidad de agua caída por unidad de superficie, 227.
 Cantidad de calor que llega a la superficie de la Tierra, 74.
 Cantidad de calor que llega al límite de la atmósfera, 73.
 Cantidad de nubes, 186.
 Cantidad de partículas existentes en el aire, 11.
 Capa de aire húmedo, 198, 199.
 Capa de Appleton, 404.

- Capa de cristales de nieve, 198, 199.
 Capa de gotitas de agua, 198, 199.
 Capa de gotitas sobrefusionadas, 198, 199.
 Capa de iones gaseosos, 404.
 Capa de iones livianos, 404.
 Capa de iones pesados, 404.
 Capa de Kennelly-Heaviside, 404.
 Capa de ozono, 118, 494.
 Capa de partículas de tierra, 12.
 Capa de polvillo volcánico, 12.
 Capa de sales marinas, 12.
 Capa emisora de calor, 111.
 Capas C, D, E y F de la ionosfera, 404.
 Características climatológicas, 494, 496.
 Características coloidales del aire impuro, 15.
 Características de la estratosfera, 117.
 Características de la insolación, 73.
 Características del aire en dependencia de la altura, 44.
 Características del aire en la altura, 41, 44.
 Características de las neblinas, 146.
 Características de las nubes, 169.
 Características de las precipitaciones, 210.
 Características moleculares del aire, 18.
 Características térmicas de la "troposfera", 112.
 Carga eléctrica de la atmósfera, 403.
 Carga eléctrica de la corteza terrestre, 402.
 Casilla o abrigo meteorológico, 58.
 Causas de la coagulación, 192.
 Causas de la condensación, 144.
 Causas de las inversiones, 116.
 Causas de la turbulencia, 322.
 Causas de la variación del tiempo en el espacio, 496.
 Causas de los movimientos aéreos, 330.
 Cancellada o escarcha, 200, 215.
 Centros de acción atmosférica, 512.
 Ciclones, 255, 352.
 Ciclones tropicales, 308, 362.
 Ciclos en los elementos meteorológicos, 501.
 Ciencias auxiliares de la meteorología, 2.
 Cinemática del viento, 309.
 Circulación, 309, 331.
 Circulación atmosférica general, 339, 508.
 Circulación continental-marítima, 338.
 Circulación costanera, 336.
 Circulación entre regiones frías y calientes, 340.
 Circulación orográfica, 343.
 Círculos de Ulloa, 449.
 Circunferencia de inercia, 303.
 Cirrocumulus, 173, 178.
- Cirrostratus, 174, 179.
 Cirrus, 171, 175, 178.
 Clases de iones, 401.
 Clases de neblinas, 148.
 Clases de termómetros, 56.
 Clasificación de la visibilidad, 453.
 Clasificación de las tormentas, 367.
 Clasificación del hielo formado sobre los aviones, 204.
 Climatología, 4.
 Coagulación de las gotitas, 191.
 Coeficiente de dispersión eléctrica, 490.
 Coeficiente de extinción, 76.
 Coeficiente de la refracción astronómica, 439.
 Coeficiente de la refracción terrestre, 440.
 Coeficiente de transmisión de calor, 75, 83.
 Coeficiente de turbulencia, 103, 327.
 Cohetes voladores, 392.
 Colchón de aire frío bajo la tormenta, 358.
 Collado o silla, 256.
 Collar de perlas o rayo rosario, 420.
 Coloración de los Alpes, 434.
 Colores de las nubes, 427.
 Colores del cielo, 427.
 Colores del Sol, 425.
 Combinación de brisas de ladera con brisas de montaña y valle, 345.
 Combinación de las distintas circulaciones, 345.
 Comportamiento efectivo del aire, 31.
 Comportamiento físico del aire húmedo, 33.
 Comportamiento físico del aire seco, 23.
 Comportamiento térmico de una isla, 332.
 Composición de la atmósfera, 17.
 Composición de la atmósfera a distintas alturas, 49.
 Composición del aire, 16.
 Composición del aire, 28.
 CONDAMINE, 449.
 Condensación del vapor de agua, 38, 129, 144.
 Condiciones de equilibrio en la atmósfera, 256.
 Condiciones de vida en las alturas, 51.
 Condiciones propicias a la formación de las tormentas, 362.
 Condiciones que favorecen la formación del hielo, 202.
 Conducción del calor solar, 68, 98.
 Conductibilidad eléctrica del aire, 405, 490.
 Conductibilidad térmica del aire, 98.

536	ÍNDICE ALFABÉTICO	CH	Determinación del grado de humedad del aire, 121.	Efecto térmico de los lagos, 106.
Congelación del agua, 105.	Chamsin, 348.		Determinación del punto de rocío, 122.	Efectos de la turbulencia, 325.
Conjuntos de precipitaciones, 216.	Chaparrón, 212.		Determinación de desnives, 261.	Efectos del rayo sobre el hombre, 422.
Consecuencias térmicas de la condensación, 39.	Chimeneas de aire, 342.		Dianómetro de Wiegand, 454.	Efectos termohigroscópicos del movimiento ver- tical del "aire húmedo", 156.
Consecuencias térmicas de la evaporación, 39.	Chinook, 346.		Diagrama de Neuhoff, 158, 209.	EINSTEIN, A., 119.
Constante solar, 73, 75, 83.	Chubasco, 212.		Diferencias entre cambios del tiempo y tormentas, 386.	EKMANN, W., 306.
Continente antártico, 511.	D		Diferencias entre la marcha anual de los elementos meteorológicos, 491.	Electricidad de las nubes, 411.
Contraalísios, 340.	DANIEL, 123.		Diferencias entre la marcha diaria de los elementos meteorológicos, 491.	Electrón, 17, 395.
Convergencia, 315.	DAVIS, G., 227.		Diferencias entre nubes y neblinas, 170.	Electronósfera, 405.
Convexión de masas aéreas, 248.	Debilitamiento de la radiación solar, 76.		Dificultades del proceso de condensación, 129.	Elementos de turbulencia, 321, 323.
Convexión dinámica, 101.	Decrecimiento de la temperatura en "aire húmedo", 110.		Dilatación térmica del aire, 29.	Elevación activa del aire, 111, 168, 174.
Convexión térmica, 100.	Decrecimiento de la temperatura en "aire impuro", 111.		Dina, 232.	Elevación de aire húmedo, 156.
Copos de nieve, 143, 196.	Decrecimiento de la temperatura en "aire seco", 109.		Dinámica del viento, 291.	Elevación de aire seco, 153.
Coronas, 297.	DERBANT, G., 209.		Dirección del viento, 279, 293.	Elevación pasiva del aire, 101, 168, 174.
Corrección de la lectura del aneroide, 237.	Dedución de la constante solar, 83.		Dirección y velocidad del movimiento de las nubes, 189.	ELSTER J. y GEITEL H., 409.
Corrección de la lectura del barómetro, 235.	DEFANT, A., 193, 500.		Disco de Mollischano, 290.	Energía atómica, 119, 223.
Corriente del Brasil, 509.	DEFANT, F., 345.		Disipación de las neblinas, 147.	Energía de los vientos, 307.
Corriente de calor que penetra en el sue- lo, 90.	Defensa contra las descargas eléctricas, 420.		Disminución de la densidad con la altura, 246.	Energía de una descarga eléctrica, 419.
Corriente de Humboldt, 510.	Definición de temperatura y calor, 55.		Disociación de la presión atmosférica con la altura, 277.	Enfriamiento del aire, 99.
Corriente de las Malvinas, 511.	Deformación del disco solar, 444.		Disolución de las moléculas del aire, 396.	Épocas de sequía y de lluvias, 508.
Corriente eléctrica positiva descendente, 406.	Denominación de las masas aéreas, 167.		Disolución de las nubes, 182.	Equilibrio condicional, 166.
Corrientes de calor ascendentes, 101.	Denominación de las precipitaciones, 216.		Dispersión coloidal, 16.	Equilibrio de radiación, 85.
Corrientes horizontales o viento, 279.	Denominación de los diversos estados té- rmicos, 166.		Distribución de las partículas sólidas, 11.	Equilibrio dinámico en la atmósfera, 257.
Corrientes verticales, 101.	Densidad del aire, 23, 25, 242.		Divergencia, 255, 315.	Equilibrio estable, 164.
Corte a través de nuestra atmósfera, 50.	Densidad relativa, 25.		Dorsal, 256.	Equilibrio indiferente o neutro, 165.
Cortina de lluvia o virga, 176.	Depresión = Baja, 255.		E	Equilibrio lábil, 165.
Cortina de nieve o virga, 176.	Depresión en V = Vaguada, 256.		Edimetro, 188.	Equilibrio térmico, 87.
Cortina de nieve o virga, 176.	Depresión marginal, 256.		Ecuación del aneroide, 238.	Erupciones volcánicas, 14, 507.
Coulomb, 130.	Depresión secundaria = Baja secundaria, 256.		Ecuación diferencial de la hipsometría ba- rométrica, 259.	Escala altimétrica, 267.
Crecimiento de la tormenta, 357.	Derrame del aire, 299, 307, 310.		Efecto de Föhn o efecto de Zonda, 163.	Escala Celsius, 27, 62.
Crecimiento de las gotitas de agua, 132, 192.	Descarga preparatoria del rayo, 417.		Efecto de Volta, 410.	Escala de alturas, 267.
Crepúsculo astronómico, 431.	Descarga principal del rayo, 417.		Efecto dinámico de la turbulencia, 326.	Escala de Beaufort, 481.
Crepúsculo civil, 431.	Descargas eléctricas, 414.		Efecto higroscópico de la turbulencia, 325.	Escala de visibilidad, 453.
Crepúsculo matutino, 431.	Descargas silenciosas, 414.		Efecto mecánico de la turbulencia, 326.	Escala Fahrenheit, 62.
Crepúsculo vespertino, 431.	DESCARTES, 445.		Efecto térmico de descenso de "aire seco", 155.	Escala Reaumur, 62.
Cristales de hielo, 196, 195.	Descomposición de los átomos, 397.		Efecto térmico de la elevación de "aire seco", 153.	Escalón barométrico, 261, 263.
Cristales de nieve, 139, 143, 196.	Desintegración de los átomos, 397.		Efecto térmico de la turbulencia, 325.	Escarcha, 144, 200, 215.
Cuadro psicrométrico, 126.	Detalles de nubes, 181.		Efecto térmico de la turbulencia, 325.	Escarcha blanda, 202, 204, 215.
Cuerpo negro, 68.	Determinación de alturas, 264.		Efecto térmico de la turbulencia, 325.	Escarcha cristalina, 202, 204, 215.
Cumuliformis, 181.	Determinación de la humedad absoluta, 121.		Efecto térmico de la turbulencia, 325.	Escarcha de lluvia, 201, 204, 215.
Cumulus, 171, 180.	Determinación de la presión del vapor de agua, 124.		Efecto térmico de la turbulencia, 325.	Escarcha de nieve, 202, 204, 215.
Curie, 401.	Determinación de la presión del vapor de agua, 124.		Efecto térmico de la turbulencia, 325.	Escarcha dura, 202, 204, 215.
Curvatura de las isobaras, 301.	Determinación de la presión del vapor de agua, 124.		Efecto térmico de la turbulencia, 325.	Escarcha plateada, 215.

- Estado de ionización de los átomos, 397.
 Estado de nucleización de los átomos, 397.
 Estado de sobrefusión, 142.
 Estado eléctrico de la atmósfera, 402, 407.
 Estado térmico de la atmósfera en distintas alturas, 108.
 Estratificación de la atmósfera, 108.
 Estratosfera, 108, 117.
 Estratificación, 256.
 Estructura del átomo, 395.
 Estructura de la troposfera, 113.
 Estructura eléctrica de la atmósfera, 401.
 Evaporación, 38, 95, 227, 410.
 Evaporación de las gotas, 199.
 Evaporímetros, 228.
 Evolución anual del tiempo, 478.
 Evolución diaria del tiempo, 465.
 Existencia de partículas sólidas en el aire, 9.
 Expresión matemática de la densidad, 249.
 Extinción de la tormenta, 360.
- F**
- Factores climáticos, 497.
 Factores que determinan la absorción del calor, 89.
 Factores que determinan la existencia de la atmósfera, 42.
 Factores que determinan la intensidad de la evaporación, 96.
 Factores que determinan la presión atmosférica, 251.
 Factores que determinan la visibilidad, 454.
 FAHRENHEIT, 62.
 Falsos soles y lunas, 451.
 Familias de nubes, 176.
 Fata morgana, 443.
 Favonius, 347.
 Fenómeno de resonancia, 472.
 Fenómenos acústicos, 458.
 Fenómenos atmosféricos, 17.
 Fenómenos eléctricos, 395.
 Fenómenos físicos, 17.
 Fenómenos higróscopos, 121.
 Fenómenos ópticos, 425.
 Fenómenos químicos, 17.
 Fenómenos radioactivos, 17, 400.
 Fenómenos térmicos, 55.
 FERREL, W., 308.
 Finalidad de la meteorología, 3.
 FINDISEN, W., 191, 221, 410, 413.
- Fineza de las mediciones de la temperatura, 60.
 Física solar, 2.
 Fluctuación de los elementos meteorológicos, 497.
 Flujo del aire, 257, 309, 331.
 Föhn, 346.
 Formación de anillos o halos, 451.
 Formación de escarchas, 200.
 Formación de la nieve, 195.
 Formación de las gotas de agua, 191.
 Formación de las neblinas, 146.
 Formación de las nubes, 145, 169, 171.
 Formación de las nubes cirrus, 175.
 Formación de las nubes cumulus, 171.
 Formación de las nubes nimbus, 176.
 Formación de las nubes stratus, 173.
 Formación de las precipitaciones, 191.
 Formación de las tormentas, 362.
 Formación del arco iris, 445.
 Formación del granizo, 196.
 Formación del rocío, 200.
 Formación de los cristales de hielo, 136.
 Formación de los cristales de nieve, 139.
 Formación de nuestra atmósfera, 41.
 Formaciones báricas, 254.
 Formas de nubes, 171.
 Fórmula barométrica para alturas absolutas, 264.
 Fórmula barométrica para desniveles, 259.
 Fórmula de Bouguer, 85.
 Fórmula de Lambert, 85.
 Fórmula de Laplace, 265.
 Fórmula de Raoult, 132.
 Fórmula de Stokes, 194.
 Fórmula psicrométrica, 124.
 Fotosíntesis, 22.
 FOURIER, 471.
 Fractocumulus, 181.
 FRANKLIN, BENJAMÍN, 421.
 Frecuencia de heladas, 489.
 Frecuencia de neblinas, 489.
 Frecuencia de tormentas, 476, 489.
 Frente caliente, 185, 218, 381.
 Frente del Pampero, 186, 219, 382.
 Frente frío, 185, 218, 381.
 Fuego de San Telmo, 415.
 Fuente, 315.
 Fuerza centrífuga, 301.
 Fuerza de cohesión, 131, 135.
 Fuerza de Coriolis, 297.
 Fuerza de gravedad, 42, 258, 309.
 Fuerza del viento, 281.
 Fuerza de von Borne, 136.

- Fuerzas eléctricas, 130.
 Fuerzas químicas, 132.
 Fúmulus, 181.
 Fusión del hielo, 199.
- G**
- GALLEO, G., 294.
 Garita o casilla meteorológica, 58.
 Garraullo, 214.
 Garúa, 211.
 Gas ideal, 19, 33, 35, 155.
 Gas real, 33, 36, 155.
 GAUSS, F. G., 439.
 GAY-LUSSAC, 29, 127, 243.
 Géneros de nubes, 177.
 Geofísica, 2.
 GEORGI, W., 326.
 Ghibli, 348.
 GLAISHER, J., 95.
 Globos cautivos, 388.
 Globos pilotos, 287.
 Globos sondas, 389.
 Glorias, 449.
 GOETHE, J. W., 171.
 Gotas de agua, 142.
 Gotitas de agua, 142.
 Gradiente adiabático, 154.
 Gradiente de presión, 252.
 Gradiente isentrópico, 167.
 Gradiente isotérmico, 167.
 Gradiente isotérmico, 167.
 Gradiente positivo, 167.
 Gradiente semiadiabático, 167.
 Gradiente superadiabático, 167.
 Gradiente térmico, 108, 114, 167.
 Grado de agitación del aire, 103.
 Grado de humedad del aire, 33, 121.
 Grado de ionización en distintas alturas, 403.
 Granizo, 196, 213, 214.
 Granizo blando, 198, 213.
 Granizo duro, 198, 213.
 Granos de hielo, 199.
 Gravedad, 2, 42, 245.
 GULDBERG y MOON, 66, 304, 305.
- H**
- Halos o anillos solares y lunares, 451.
 HANN, J., 5, 157.
 Harmattan, 318.
 Heladas, 489.
 Helio, 22.
- Heliógrafo, 187.
 HELLMANN, G. J. G., 226.
 HERMANN y PEISTER, 60.
 HERZ, H., 161.
 HESSELBERG, TH., 328.
 Hidrógeno, 22.
 Hidrometeoros, 210.
 Hidrosol, 16.
 Hielo, 203, 512.
 Hielo glazado = Escarcha de lluvia, 201, 204, 215.
 Higrógrafo, 127.
 Higrómetros, 121.
 Higrómetro de absorción, 127.
 Higrómetro de condensación, 123.
 Higróscopidad, 131.
 HILDING KÖHLER, 132.
 Hipsómetros o termobarómetros, 239.
 Horas de sol y horas de nublado, 187.
 HOWARD LUQUE, 171.
 Humedad absoluta, 34, 85, 121, 128.
 Humedad del aire, 33.
 Humedad específica, 34, 122, 128.
 Humedad específica total, 122.
 Humedad relativa, 37, 125.
 Humo, 150.
 Huracanes, 354.
- I**
- Importancia de la composición del aire, 20.
 Importancia de la densidad para la aviación, 250.
 Importancia de la densidad para la meteorología, 248.
 Importancia de la fuerza de cohesión, 131.
 Importancia de la nieve, 221.
 Importancia de la presión atmosférica, 251, 258.
 Importancia de las fuerzas eléctricas, 130.
 Importancia de las fuerzas químicas, 132.
 Importancia de las líneas de flujo del aire, 313.
 Importancia de las partículas higróscopicas, 131.
 Importancia del calor solar, 42, 67.
 Importancia de los movimientos verticales, 153.
 Importancia de los núcleos de condensación, 130.
 Impulso dinámico, 168.
 Impulso térmico, 168.
 Impurezas en el aire, 10.
 Inclinación de las isobaras, 254.

Luz que llega a la superficie de la Tierra, 77.
 LYRA, M., 319.

LL

Llovizna, 211.
 Lluvia, 210, 211.
 Lluvia artificial, 222.
 Lluvia general, 211.

M

Mammatus, 181.
 Manantial o fuente, 315.
 Manchas solares, 435.
 Mar fumante, 150.
 Marcha anual de la cantidad de calor que llega a la superficie, 478.
 Marcha anual de la conductibilidad eléctrica del aire, 490.
 Marcha anual de la densidad del aire, 485.
 Marcha anual de la evaporación, 487.
 Marcha anual de la humedad relativa, 481.
 Marcha anual de la insolación, 478.
 Marcha anual de la nubosidad, 483.
 Marcha anual de la presión atmosférica, 485.
 Marcha anual de la presión del vapor de agua, 480.
 Marcha anual de las heladas, 489.
 Marcha anual de las horas de Sol, 484.
 Marcha anual de las neblinas, 489.
 Marcha anual de las precipitaciones, 484.
 Marcha anual de las tormentas, 489.
 Marcha anual de la temperatura del aire, 480.
 Marcha anual de la temperatura del suelo, 480.
 Marcha anual de la temperatura equivalente, 482.
 Marcha anual de la temperatura potencialmente equivalente, 483.
 Marcha anual de la temperatura sentida, 481.
 Marcha anual de la velocidad de los iones, 490.
 Marcha anual del coeficiente de dispersión, 490.
 Marcha anual del gradiente térmico, 487.
 Marcha anual del número de iones, 490.
 Marcha anual del potencial eléctrico, 489.

Isobaras rectas, 256.
 Isopélicas, 308.
 Isoplecias, 491.
 Isoterminia, 109, 117.

J

JACSON, J., 33.

K

KENNELLY-HEAVESIDE, 404.
 KÖHLER HILDING, 132.
 KÖPPEN, W., 7.

L

LACARMILLA, R., 82, 241.
 LAMBERT, J. H., 85, 92.
 LANGEVIN, P., 402.
 LAPLACE, P. S., 265.
 LEISTNER, W., 228.
 LENARD, Ph., 410, 413.
 Lenticularis, 181.
 LETZMANN, J., 351.
 Ley de Avogadro, 32.
 Ley de Boyle-Mariotte, 28, 242.
 Ley de continuidad, 313.
 Ley de Coulomb, 130.
 Ley de crecimiento orgánico, 45, 92.
 Ley de Dalton, 32.
 Ley de Gay-Lussac, 29.
 Ley de gradiente, 301.
 Ley de inercia, 294.
 Ley de Poisson, 31.
 Ley de Snelius, 437, 438.
 Ley de Stefan-Boltzmann, 74, 80, 94.
 Ley de Wien, 94.
 Límite superior de la atmósfera, 50, 405.
 Línea de convergencia, 312.
 Línea de derrame del aire, 310.
 Línea de divergencia, 312.
 Líneas de flujo del aire, 309, 323, 324, 325.
 Líneas de fuerza magnética, 435.
 Líneas isobáricas, 253.
 Líneas ramificadas, 313.
 Líneas unificadas, 313.
 Litosfera, 1.
 LOEWY, A., 5.
 LORD KELVIN, 63.
 LUKE HOWARD, 171.
 Luna, 74.
 Luz de los Andes, 415.
 Luz natural, 429.

Influencia del hielo sobre el avión y el vuelo, 204.
 Influencia de los productos de condensación sobre los fenómenos ópticos, 444.
 Influencia del rozamiento sobre el viento, 304.
 Influencia del viento sobre el sonido, 461.
 Influencia del viento sobre el vuelo, 329.
 Influencia del viento sobre la visibilidad, 456.
 Influencia del viento sobre las nubes, 181.
 Influencia térmica de la atmósfera, 67.
 Influencia térmica de la convección vertical, 111.
 Influencia térmica de la evaporación, 95.
 Influencia térmica de la inclinación de los rayos solares, 77.
 Influencia térmica del aire puro y seco, 71.
 Influencia térmica de las gotitas de agua, 70.
 Influencia térmica de las nubes, 70.
 Influencia térmica de las partículas sólidas, 67.
 Influencia térmica de los lagos, 106.
 Influencia térmica del ozono, 117.
 Influencia térmica del suelo, 87.
 Influencia térmica del vapor de agua, 68.
 Iniciación de la turbulencia, 323.
 Intensidad de la fuerza de Coriolis, 297.
 Intensidad de las corrientes verticales, 474.
 Intensidad de las precipitaciones, 227.
 Intensidad de las turbulencias, 328.
 Inversión a ras del suelo, 115.
 Inversión común, 115.
 Inversión de altura, 116.
 Inversión de masas aéreas, 247, 347, 360.
 Inversión de turbulencia, 116, 325.
 Inversión en el límite superior de los vientos, 116.
 Investigación de las altas capas atmosféricas, 392.
 Iones gaseosos, 401.
 Iones livianos, 402.
 Iones negativos, 397, 402.
 Iones pesados, 402.
 Ionización del aire, 395.
 Ionosfera, 405.
 Irradiación, 68.
 Irradiación del calor solar, 94.
 Irradiación efectiva, 95.
 Isobaras, 253.
 Isobaras circulares, 311.

Inclinación de los rayos solares, 77.
 Incus, 181.
 Independencia de los gases entre sí, 32.
 Índice bibliográfico, 6.
 Índice de refracción, 437.
 Inestabilidad de las masas aéreas, 163.
 Influencia de la composición del aire sobre los fenómenos ópticos, 436.
 Influencia de la corriente de Humboldt, 510.
 Influencia de la corriente de las Malvinas, 511.
 Influencia de la corriente del Brasil, 509.
 Influencia de la curvatura de las isobaras sobre el viento, 301.
 Influencia de la densidad del aire sobre la formación de tormentas, 362.
 Influencia de la densidad del aire sobre los fenómenos ópticos, 436.
 Influencia de la forma de la masa aérea invasora sobre el cambio del tiempo, 385.
 Influencia de la gravedad sobre la densidad del aire, 245.
 Influencia de la humedad sobre la visibilidad, 456.
 Influencia de la inclinación de los rayos solares, 78.
 Influencia de la intensidad de la circulación atmosférica, 508.
 Influencia de la región polar, 511.
 Influencia de la temperatura sobre la visibilidad, 455.
 Influencia de la tormenta sobre el avión, 423.
 Influencia de la tormenta sobre el vuelo, 423.
 Influencia de la turbulencia sobre el sonido, 461.
 Influencia de la turbulencia sobre el vuelo, 329.
 Influencia de las erupciones volcánicas, 507.
 Influencia de las nubes sobre el sonido, 461.
 Influencia de las partículas sobre la condensación, 12.
 Influencia de las partículas sobre la temperatura, 12.
 Influencia del calor solar sobre el tiempo, 506.
 Influencia del giro de la Tierra sobre el viento, 294.

Marcha anual del viento, 486.
 Marcha diaria de la cantidad de calor solar que llega a la superficie, 465.
 Marcha diaria de la densidad del aire, 472.
 Marcha diaria de la evaporación, 478.
 Marcha diaria de la humedad relativa, 468.
 Marcha diaria de la insolación, 465.
 Marcha diaria de la nubosidad, 475.
 Marcha diaria de la presión atmosférica, 470.
 Marcha diaria de la presión del vapor de agua, 468.
 Marcha diaria de las corrientes verticales, 474.
 Marcha diaria de las precipitaciones, 476.
 Marcha diaria de las tormentas, 476.
 Marcha diaria de la temperatura del aire, 466.
 Marcha diaria de la temperatura del suelo, 467.
 Marcha diaria de la temperatura equivalente, 470.
 Marcha diaria del gradiente térmico, 474.
 Marcha diaria del potencial eléctrico, 477.
 Marcha diaria del viento, 472.
 MARCULES, M., 308.
 Masa aérea atravesada por los rayos solares, 71.
 Masa de la atmósfera, 268.
 Masas aéreas, 113.
 Medición de la dirección del viento, 283.
 Medición de la evaporación, 227.
 Medición de la humedad absoluta, 125.
 Medición de la humedad relativa, 125.
 Medición de la nieve, 225.
 Medición de la nubosidad, 186.
 Medición de la presión atmosférica, 231.
 Medición de la radiación solar, 80.
 Medición de las precipitaciones, 223, 224.
 Medición de la temperatura, 55.
 Medición de la velocidad del viento, 283.
 Medición de la visibilidad, 453.
 Medición del granizo, 225.
 Medición del viento, 279.
 Medición del viento de altura, 287.
 Medidas empleadas en meteorología, 23.
 Mesón, 396.
 Meteorógrafo, 387, 390.
 Meteorología como ciencia, 1.
 Meteorología de observación, 4.

Neblinas de suelo o neblina rastrea, 148.
 Neblinas frontales, 153.
 Necesidad del proceso de condensación, 129.
 Nefoscopio, 189.
 Neón, 18.
 NEUHOFF, 157, 158, 161, 364.
 Neutrón, 396.
 Niebla, 146, 151.
 NIEDERDÖRFER, E., 132.
 Nieve, 212, 221.
 Nieve común, 213.
 Nieve granulada, 196, 213.
 Nimbostratus, 176, 180.
 Nimbus, 171, 176.
 Nitrógeno, 21.
 Nivel de condensación, 161.
 Nivel de equilibrio, 101, 165, 169.
 Nociones de aerología, 387.
 Nubes, 145, 177.
 Nubes altas = nubes superiores, 176.
 Nubes amontonadas, 171.
 Nubes bajas, 177.
 Nubes de buen tiempo, 411.
 Nubes de desarrollo vertical, 177.
 Nubes de lluvia, 171, 176.
 Nubes de nieve, 171, 175.
 Nubes de tierra = tormentas de tierra, 456.
 Nubes de tormenta, 177, 356.
 Nubes estratificadas, 171.
 Nubes iridiscuentes, 448.
 Nubes medias, 177.
 Nubes propicias a la formación de hielo, 206.
 Nubes superiores, 177.
 Nubosidad, 186.
 Núcleos de condensación, 13, 130.

O

Obras menores (Textos de meteorología), 7.
 Observatorios automáticos, 388.
 Observatorios de altura, 388.
 Oceanografía, 2.
 Oleaje en las superficies de separación de masas aéreas, 114.
 Ondas de Defant, 500.
 Ondas infrasonoras, 464.
 Ondas ultrasonoras, 464.
 Origen de la energía de los vientos, 307.
 Origen de los impulsos de los movimientos verticales, 167.

Origen de los vientos, 330.
 Oscilaciones alrededor del nivel de equilibrio, 169.
 Oscilaciones de la ionosfera, 405.
 Oxígeno, 20.
 Ozono, 71.

P

Pampero, 308, 348, 349.
 Pantalla, 70.
 Pantano bórico, 256.
 Parahelios, 451.
 Pararayos, 421.
 Paraseñales, 451.
 Particularidades de las descargas eléctricas, 420.
 Particularidades de las líneas de flujo, 312.
 Partículas higroscópicas, 131.
 Partículas sólidas en el aire, 9.
 PASCAL, B. L., 258.
 Paso barométrico, 261.
 Pedrisco, 199.
 Penacho de nieve, 359.
 Pendiente, 252.
 Penetración del calor en el suelo, 92.
 PÉRIER, 258.
 Periodicidad astronómica en nuestro tiempo, 502.
 Periodicidad física en nuestro tiempo, 502.
 Periodo anual en los elementos meteorológicos, 78, 478, 502.
 Periodo diario de los elementos meteorológicos, 78, 465.
 Periodos climáticos, 506.
 Periodos mayores en nuestro tiempo, 504.
 PERRIN, I., 46.
 PERTNER, T. M., 447.
 Peso específico del aire, 23.
 Piche, 228.
 Piedra, 199.
 Pileus, 181.
 Piranómetro, 80, 81.
 Pirgeómetro, 80.
 Pirhelómetro, 79, 81.
 Plafond de nubes, 161.
 Plano neutro, 341.
 Pluviógrafo, 226.
 Pluviómetro, 223.
 POISSON, 31.
 Polarización de la luz solar, 429.
 Pormenores del debilitamiento de la radiación solar, 76.

Posibilidad de movimientos verticales, 163.
 Potencial eléctrico, 407, 477.
 POUNDART, C. S. M., 81.
 Pozos de aire, 342.
 Precipitaciones, 191.
 Precipitaciones ciclónicas, 220.
 Precipitaciones del frente del Pampero, 219.
 Precipitaciones de tormenta, 220.
 Precipitaciones frontales, 218.
 Precipitaciones orográficas, 217.
 Predicción del tiempo, 314.
 Predicción del tiempo a largo plazo, 313.
 Presión atmosférica, 231.
 Presión del aire, 26.
 Presión del viento, 282.
 Presión máxima del vapor de agua, 35.
 Presión o tensión del vapor de agua, 34, 124, 128.
 Previsión de los movimientos verticales, 364.
 Principio de Montigny, 457.
 Procedencia de las partículas sólidas, 10.
 Proceso adiabático, 31, 151.
 Proceso de condensación, 38.
 Proceso de evaporación, 38.
 Proceso de ionización, 396.
 Proceso de sublimación, 135.
 Producción de lluvias artificiales, 222.
 Productos de condensación, 140.
 Pronóstico de las neblinas, 148.
 Pronóstico de tormentas, 365.
 Propagación del sonido, 458.
 Propiedades del sonido, 458.
 Protección meteorológica contra la formación del hielo, 208.
 Protección técnica contra la formación del hielo, 207.
 Protón, 17, 396.
 Psicrómetro, 124.
 Publicaciones periódicas, 6.
 Pulsación de la atmósfera, 502.
 Pulverización de las gotas, 410.
 Punto de Arago, 430.
 Punto de Babinet, 430.
 Punto de convergencia, 312.
 Punto de divergencia, 312.
 Punto de inflexión, 313.
 Punto de rocío, 122, 128.
 Punto neutro o hiperbólico, 313.
 Puntos neutros de polarización de luz, 430.

R

Radar, 189, 268.
 Radiación atmosférica, 80, 95.
 Radiación corpuscular, 397.
 Radiación cósmica, 119, 400.
 Radiación electromagnética, 398.
 Radiación gamma, 398.
 Radiación luminosa, 398.
 Radiación ondulatoria, 398.
 Radiación solar, 79, 80.
 Radiación térmica, 398.
 Radiación terrestre, 80.
 Radiación ultravioleta, 399.
 Radiaciones que traspasan la atmósfera, 79.
 Radiatividad de la corteza terrestre, 100.
 Radiatus, 180.
 Radiosonda combinada con radar, 392.
 Radiosondas, 391.
 Ráfagas, 320.
 RAOULET, 123.
 RAY, B. B., 451.
 Rayo, 416.
 Rayo globular, 420.
 Rayo rosario, 419.
 Rayo verde, 434.
 Rayos gamma, 56, 398.
 Rayos Röntgen, 398.
 Rayos ultrasonoros, 463.
 Rayos X o rayos Röntgen, 398.
 Recombinación de los iones, 402, 406, 417.
 Reducción del número de moléculas con la altura, 47.
 Reflectores, 188.
 Reflexión del calor solar, 67, 87.
 Reflexión del sonido, 461.
 Reflexión difusa, 68.
 Refracción astronómica, 438.
 Refracción de la luz, 436.
 Refracción del sonido, 459.
 Refracción terrestre, 439.
 Régimen del tiempo, 498.
 Régimen eléctrico de la atmósfera, 406.
 Régimen térmico de la nieve, 103.
 Régimen térmico de los continentes, 107.
 Régimen térmico de los mares, 103.
 Régimen térmico del suelo, 190.
 Región polar, 511.
 Regiones de buen tiempo, 314.
 Regiones de mal tiempo, 314.
 REGNAULT, H. V., 124.
 Relámpago, 416.

Relámpagos de calor, 416.
 Remolinos de aire, 303, 349.
 Representación gráfica del campo eléctrico, 407.
 Repulsión eléctrica de las gotitas, 193.
 Reverberación, 456.
 REYNOLDS OSBORNE, 321.
 RICHARD, 283.
 RICHARZ, F., 450.
 ROBITZSCH, M., 83.
 Rocío, 144, 200, 214.
 Rocío común, 214.
 Rosa de vientos, 279, 486.
 ROSSBY, C. G., 161.
 RÖTSCHKE, 455.
 Rozamiento, 304.
 Sales marinas, 10.
 SANDSTRÖM, J. W., 305.
 Saturación a distintas temperaturas, 36.
 SAUSSURE, H. B., 127.
 SCHINZE, G., 161.
 SCHMIDT, W., 103, 104, 194, 327.
 SCHOTT, G., 106.
 Separación de electricidades en las nubes, 409.
 Sequías, 508.
 Serab, 443.
 SHAW, NAPIER, 161.
 SIMPSON, C. G., 410, 413.
 Simum, 348.
 Singularidades de las líneas de flujo, 312.
 Siroco, 348.
 Sistema de nubes de buen tiempo, 184.
 Sistema de nubes de frente caliente, 174, 185.
 Sistema de nubes de frente frío, 174, 185.
 Sistema de nubes del frente del Pampero, 174, 186.
 Sistema de nubes de tormenta de calor, 184.
 Sistema de vientos, 336.
 Sistemas de nubes, 184.
 SIX, 60.
 Smithsonian Institution, 74.
 Sobrefusión de las gotitas de agua, 142.
 Sol, 74.
 Solanas, 79.
 Solarímetros, 80, 82.
 Solenóide, 309.
 Sondeo aerológico, 287.
 Sondeo meteorológico, 387.
 Sonido, 458.
 STEFAN-BOLZMANN, 74, 80, 87, 94.
 STEFENSON, TH., 328.
 STOKES, 194.
 STÖRMER, C., 436.
 Stratum, 171, 173, 179.
 Stratum, 171, 173, 179.
 STÜBE, G., 65, 140, 161.
 Subdivisión de la ciencia meteorológica, 4.
 Sublimación del vapor de agua, 129, 135.
 Sudstada, 349.
 Suelo, influencia térmica, 87.
 SUKEVICH, 69.
 Superficie de separación de las masas aéreas, 114, 175.
 Superficie isobárica, 253.
 Superficies equipotenciales, 407.
 Superficies límites de las masas aéreas, 114.
 Suspensiones finas, 15.
 Suspensiones gruesas, 15.
 SVEN HEDIN, 98.
 SVERDRUP, H. U., 328.
 T
 Tamaño límite de las gotas, 195.
 Teograma, 161.
 Tefigrama, 161.
 Telémetro, 188.
 Témpanos, 512.
 Temperatura, 27.
 Temperatura absoluta, 28, 63.
 Temperatura cinética, 63.
 Temperatura común, 62.
 Temperatura del aire, 27.
 Temperatura del suelo, 467.
 Temperatura en las grandes alturas, 118.
 Temperatura equivalente, 64.
 Temperatura potencial, 63, 160.
 Temperatura potenciaequivalente, 65.
 Temperatura sentida, 481.
 Temperatura virtual, 66.
 Temperaturas empleadas en la meteorología, 62.
 Temperaturas en las grandes alturas, 118.
 Tempestad, 281.
 Temporal, 281.
 Tensión de contacto o efecto de Volta, 410.
 Tensión eléctrica o potencial eléctrico, 407, 477.
 Tensión o presión del vapor de agua, 31.
 Tensión superficial de los líquidos, 133.
 Teodolito aerológico, 289.

Teorema de Fourier, 471.
 Termobarómetro, 239.
 Termógrafo, 60.
 Termómetro bimetalico de Hermann y Pfister, 60.
 Termómetro común o de mercurio, 56.
 Termómetro de aspiración, 58.
 Termómetro de deformación, 56.
 Termómetro de honda, 58.
 Termómetro de máxima, 58.
 Termómetro de mínima, 59.
 Termómetro de resistencia eléctrica, 56.
 Termómetro de Six, 60.
 Termómetro húmedo, 58.
 Termómetro seco, 57.
 Termómetros, 27.
 Tetragrama, 161.
 Textos de meteorología, 7.
 THOMSON, W., 135.
 Tiempo, 465.
 Tifones, 354.
 Tipos de termómetros, 57.
 Tormenta de nieve, 349.
 Tormenta en plenitud de desarrollo, 359.
 Tormentas costaneras, 368, 370, 375.
 Tormentas de altura, 368, 372, 376, 377.
 Tormentas de calor, 308, 368, 371.
 Tormentas de tierra, 348.
 Tormentas eléctricas, 412, 416.
 Tormentas en el frente del Pampero, 378, 382.
 Tormentas frontales, 368, 381.
 Tormentas incipientes, 412.
 Tormentas serranas, 367, 369, 373, 374.
 Tormentas y cambios del tiempo, 355.
 Tornados, 352.
 TORRICELLI, E., 231.
 Totalizadores, 224.
 Transporte de electrones, 405.
 Traslación de aire, 310.
 Traspaso de montañas, 162.
 Tratados, 7.
 Trayectoria del globo, 291.
 Trayectorias de "bolas de aire", 323.
 Trayectorias de masas aéreas, 310.
 Trombas, 351.
 Tropopausa, 108.
 Troposfera, 108.
 Trueno, 419.
 Turbonada, 361.
 Turbulencia, 102, 327, 328.
 Turbulencia del viento, 320.

U

Ultramicroscopio, 9.
 ULLOA, A., 449.
 Umbrias, 79.
 Undulatus, 180.
 Unidades absolutas, 23.
 Unidades técnicas, 23.
 Uso de las isopleutas, 491.
 Utilidad del conocimiento de la humedad relativa, 127.

V

Vaguada, 256.
 Valor científico de la meteorología, 5.
 Valores climáticos, 504, 506.
 Vapor de agua, 33.
 Variación anual de la temperatura del suelo, 92.
 Variación cíclica del tiempo, 500.
 Variación de la cantidad de calor solar que llega a la superficie, 478.
 Variación de la densidad del aire, 246.
 Variación del tiempo en el espacio, 491.
 Variación del tiempo en el tiempo astronómico, 497.
 Variación diaria de la temperatura del suelo, 92.
 Variedades de nubes, 180.
 Variómetros, 240.
 VEGARD, R., 436.
 Velela, 283.
 Velocidad crítica del flujo del aire, 321.
 Velocidad de caída de la piedra, 199.
 Velocidad de caída de las gotas, 193.
 Velocidad de caída de los copos de nieve, 196.
 Velocidad de las nubes, 182.
 Velocidad de los iones, 490.
 Velocidad del sonido, 459.
 Velocidad del viento, 280, 292.
 Velocidad límite de caída de las gotas, 193.
 Ventisca = Blizzard, 349.
 Ventolina, 281.
 VERAART, A., 222.
 VIAUT, A., 209.
 Vida en las alturas, 51.
 Vini, L., 237.
 Viento, 257, 279.
 Viento ciclotrónico, 302.
 Viento de altura, 310.
 Viento de gradiente, 300.
 Viento de superficie, 310.

WEGENER, K., 74, 101, 132.
 WELSH, 108.
 WICHMANN, H., 413.
 WIEN, W., 94.
 WIGAND, A., 454.
 WILD, H., 93, 228.
 WILSON, C. T., 131, 409, 412.

Y

YOUNG, 446.
 Yunque, 357.

Z

ZEISS, 290.
 Zona de crecimiento del granizo, 198, 199.
 Zona de evaporación del granizo, 198, 199.
 Zona de licuación del granizo, 198, 199.
 Zona de nacimiento del granizo, 198, 199.
 Zonas de silencio, 462.
 Zonda, 346.

W

WAGNER, A., 96, 504.
 WEGENER, A., 49, 101, 444.

