



3

La atmósfera, el tiempo y el clima

Autores:

José Daniel Pabón (meteorología)
Profesor asistente, Departamento de Geografía,
Universidad Nacional de Colombia
Jorge Zea (meteorología)
Profesor asociado, Departamento de Geociencias,
Universidad Nacional de Colombia
Gloria León (meteorología)
Profesor asociado, Departamento de Geociencias,
Universidad Nacional de Colombia
Gonzalo Hurtado (agrometeorología)
Olga Cecilia González (biometeorología)
José Édgar Montealegre (climatología)

Con la colaboración de:

Ernesto Rangel, Hugo Cárdenas, Martha Lasso,
Hugo Saavedra, Claudia López, Mauricio Torres,
Josué Montaña, Carlos Rocha, Jorge Soler,
Gloria Edith Triana, Nancy Sánchez,
Lorenzo Panizzo, Carlos Mauricio Páez,
Ovidio Simbaqueva, Humberto González,
María Teresa Martínez, Leonardo Rivera,
Rafael Navarrete, Ivonne Jaramillo

El clima es un factor importante del ambiente global, interviene en todos sus procesos y a la vez es afectado por la variedad de interacciones entre las diversas esferas del ecosistema planetario.

En el capítulo anterior, se presentaron los aspectos globales del clima y del sistema climático, en general. En éste se presentan algunas de las características más detalladas del clima, su descripción en el nivel nacional y su comportamiento durante los últimos tres años.

Ya que comúnmente el clima se percibe como las condiciones atmosféricas predominantes, en este capítulo se presentan las partes dedicadas al estado de la atmósfera y a las condiciones del tiempo, entendiendo este último como producto de la dinámica de la atmósfera.

Generalidades

El clima es el conjunto fluctuante de las condiciones atmosféricas, caracterizado por los estados y evoluciones del tiempo, durante un periodo de tiempo y un lugar o región dada, y controlado por los denominados factores forzantes, factores determinantes y por la interacción entre los diferentes componentes del sistema climático. Debido a que el clima se relaciona generalmente con las condiciones predominantes en la atmósfera (uno de los componentes del sistema), éste se describe a partir de variables atmosféricas como la temperatura y la precipitación; sin embargo, se podría identificar también con las variables de otros de los componentes del sistema climático.

A través de la historia, se han presentado fluctuaciones del clima en escalas de tiempo que van desde años (variabilidad climática interanual) a milenios (cambios climáticos globales). Estas variaciones se han originado por cambios en la forma de interacción entre los diferentes componentes del sistema climático y en los factores forzantes.

Elementos y variables climatológicas

Toda propiedad o condición de la atmósfera cuyo conjunto define el estado físico del clima, en un lugar dado, para un periodo de tiempo determinado, es conocida con el nombre de elemento climático. Los principales elementos del clima son la presión atmosférica, la temperatura, la humedad, la velocidad y dirección del viento, la precipitación, el brillo solar y la nubosidad. Los fenómenos atmosféricos tales como la niebla, las tormen-

tas eléctricas, los vendavales, la bruma y humo, también se consideran como elementos definidores del clima.

Estos elementos se convierten en variables climatológicas cuando se obtienen sus valores cuantitativos o cualitativos, producto de sus registros y/o mediciones. Éstas generalmente tienen los mismos nombres que sus elementos, pero se diferencian de éstos por que el elemento es la característica física en sí, mientras que la variable es su valoración. Con el análisis del comportamiento de estas variables, en el tiempo y en el espacio, es posible sacar conclusiones sobre el clima actual, el clima del pasado, las fluctuaciones climáticas de diversa escala, etc.

Norma y anomalía climática

En climatología se utilizan los valores promedios para definir y comparar el clima. La norma climática es una medida utilizada con este propósito y representa el valor promedio de una serie continua de observaciones de una variable climatológica, durante un periodo de por lo menos 30 años.

Para fines prácticos, se ha establecido por acuerdos internacionales periodos de 30 años a partir de 1901.

El término anomalía climática es usado para describir la desviación del clima desde el punto de vista estadístico, es decir, la diferencia entre el valor del elemento climático en un periodo de tiempo determinado, por ejemplo un mes, con respecto al valor medio histórico o norma de la variable climática correspondiente en un lugar dado.

Fluctuaciones climáticas

El clima varía en las escalas del tiempo y del espacio. Grandes áreas de la Tierra sufren fuertes variaciones como parte normal del clima, especialmente en las zonas áridas y semiáridas, donde la precipitación experimenta cambios significativos. Los extremos climáticos pueden afectar a cualquier región: por ejemplo, severas sequías pueden ocurrir en zonas húmedas e inundaciones ocasionales en regiones secas.

Para fines analíticos, las fluctuaciones pueden ser definidas como cambios en la distribución estadística usual utilizada para describir el estado del clima. La estadística climática comúnmente usada se refiere a los valores medios de una variable en el tiempo. Los valores medios pueden experimentar tendencias, saltos bruscos, aumentos o disminuciones en la variabilidad o, aun, una combinación de tendencias y cambios en la variabilidad.

Variabilidad climática

La variabilidad climática se refiere a las fluctuaciones observadas en el clima durante periodos de tiempo relativamente cortos. Esta incluye los extremos y las diferencias de los valores mensuales, estacionales y anuales con respecto a los valores climáticos esperados, esto es, las medias temporales.

El grado de magnitud de la variabilidad puede describirse por la diferencia presentada entre las estadísticas a largo plazo de un elemento climático y las obtenidas para un periodo de menor longitud. Se entiende como largo plazo un periodo suficientemente extenso como para que en él estén incluidas todas las características de los regímenes del elemento climático, que están en función del tiempo y que pueden presentar variaciones cíclicas en intervalos de tiempo más o menos largos. En la práctica no deben ser inferiores a 30 años.

Cambio climático

La variación observada en el clima durante periodos consecutivos de varias décadas, es decir, durante periodos relativamente largos, se llama cambio climático.

El cambio climático determina diferencias en los valores medios de un elemento climático a lo largo del tiempo; es decir, que cualquier cambio climático significativo puede dar lugar al establecimiento de un nuevo clima normal y por lo tanto, a un ajuste en las actividades humanas.

Procesos externos tales como la variación de la radiación solar, variaciones de los parámetros orbitales de la Tierra (excentricidad o inclinación), los movimientos de la corteza terrestre y la actividad, son factores que tienen gran importancia en el cambio climático. Aspectos internos del sistema climático también pueden producir fluctuaciones de suficiente magnitud y variabilidad a través de los procesos de retroalimentación de los componentes del sistema climático.

Las concentraciones atmosféricas de gases de efecto invernadero están aumentando notablemente como consecuencia de las actividades del hombre, alterando la composición de la atmósfera e induciendo cambios climáticos que afectan directamente al hombre y sus actividades.

Tendencia climática

La tendencia climática corresponde a los cambios de un elemento climático o del clima, caracterizados por aumentos o disminuciones paulatinas del valor medio en

el tiempo. La tendencia climática no está restringida a un cambio lineal en el tiempo, sino que se caracteriza por un valor máximo o mínimo para el punto final del periodo.

Atmósfera

La atmósfera, es decir, la capa gaseosa que rodea nuestro planeta, además de contener el aire, incluye partículas sólidas y líquidas en suspensión, o aerosoles y nubes. La composición de la atmósfera y los procesos que en ella se desarrollan tienen gran influencia en la actividad humana y en el comportamiento del medio ambiente en general, y en uno u otro grado afectan los procesos de producción, intercambio y consumo de bienes y servicios, el bienestar y la seguridad de la población, las relaciones sociedad-naturaleza y los procesos en otras esferas del medio natural. De ahí la necesidad de hacer el seguimiento continuo de la dinámica de la atmósfera, su circulación, las variaciones en su composición y de los fenómenos que en ella ocurren.

De acuerdo con su objeto de estudio, la meteorología es una ciencia atmosférica pero a la vez es considerada como una de las ciencias de la Tierra, dado que se ocupa de una de las esferas de este planeta.

La meteorología realiza los estudios de los procesos y fenómenos atmosféricos a través de sus especialidades, como la física de la atmósfera, la química de la atmósfera, la meteorología dinámica y la meteorología sinóptica, entre otras.

De igual manera, esta ciencia busca la aplicación de sus conocimientos en la práctica de diferentes formas de la actividad humana; de esta manera se han desarrollado áreas aplicadas, como la meteorología agrícola, la meteorología marina, la meteorología aeronáutica, la meteorología energética, la meteorología aplicada a la salud humana, a la recreación y el deporte, etc. De esta forma, la meteorología se convierte en herramienta al servicio de la sociedad.

Composición de la atmósfera

La composición de la atmósfera ha variado a través de la historia del planeta hasta conformar la actual mezcla de gases y aerosoles. Éstos, hoy en día, se pueden dividir en dos grupos: constantes y variables.

Los gases constantes mantienen una proporción casi permanente en la atmósfera: los más abundantes son el nitrógeno (78,1%), el oxígeno (20,9%) y el argón (0,9%). Los gases variables son los que cambian en ma-

por proporción; en este grupo los más importantes son el vapor de agua y el dióxido de carbono. Este último existe en cantidades relativamente altas (0,035%), pero su concentración presenta variaciones estacionales y de largo plazo. El vapor de agua, por su parte, es muy variable tanto en el tiempo como en el espacio. Otros gases, como el óxido nitroso, el metano y el ozono, se encuentran en una menor proporción; sin embargo, juegan un papel importante.

Finalmente, otro elemento variable de la atmósfera, que frecuentemente actúa como un gas, es el material particulado suspendido en el aire como partículas de polvo, residuos de humo, sal del océano, bacterias, esporas, semillas, ceniza volcánica y partículas meteoríticas.

Capas de la atmósfera

El 98% de la masa de la atmósfera se ubica en una capa delgada, cuyo espesor es aproximadamente 0,25% del diámetro de la Tierra (unos 30 km). Para efectos prácticos resulta conveniente dividir la atmósfera en cuatro regiones según la temperatura: troposfera, estratosfera, mesosfera y termosfera.

La troposfera es la capa adyacente a la superficie terrestre. Su límite superior –la tropopausa– alcanza aproximadamente una altura de 16 km sobre Colombia. La troposfera es calentada desde su base por contacto con el suelo, que actúa a la manera de un cuerpo negro. En ella, la temperatura generalmente disminuye con la altura, hasta alcanzar un valor entre $-75\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$. En la primera mitad de la troposfera, la disminución es de $6\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $7\text{ }^{\circ}\text{C}$ por kilómetro, y en la segunda mitad ese decrecimiento ocurre a una tasa cercana a $7\text{ }^{\circ}\text{C}$ por kilómetro. Sin embargo, algunas veces y en capas de poco espesor se registran, por el contrario, aumentos de la temperatura con la altitud, particularmente por efectos del enfriamiento nocturno cerca al suelo o por efectos de subsidencia en alturas intermedias, produciéndose de esa forma inversión de temperatura por radiación o por subsidencia, respectivamente.

La troposfera se caracteriza porque en ella se dan la mayor parte de los fenómenos determinantes del estado del tiempo, dado que contiene gran parte de la masa de la atmósfera y casi todo el vapor de agua y, además, porque en ella también se registran movimientos verticales acentuados.

La estratosfera es la región que se extiende por encima de la tropopausa hasta una altitud cercana a 50 km. En su parte inferior, hasta 20 km de altitud, la temperatura varía muy poco, siendo prácticamente isotérmica. A continuación, la temperatura aumenta, inicialmente

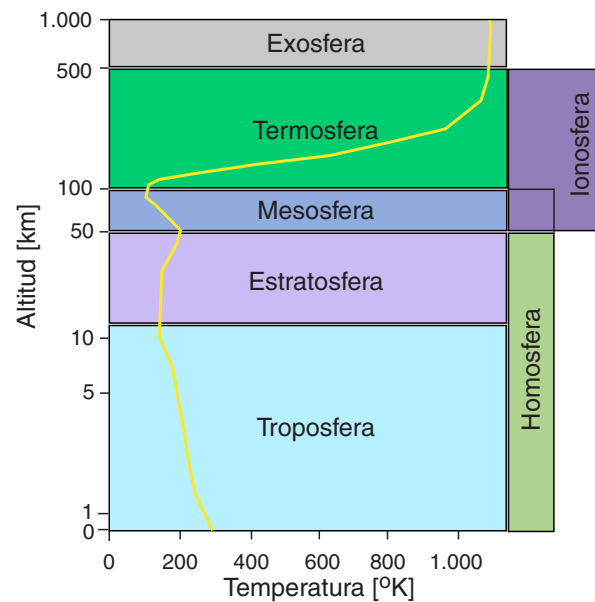


Figura 3.1. Capas de la atmósfera, de acuerdo con el comportamiento de la temperatura.

en forma lenta, hasta cerca de los 32 km de altitud, y luego más rápido hasta alcanzar valores cercanos a aquellos apreciados en la superficie terrestre, debido a la significativa absorción de radiación ultravioleta que tiene lugar en esos niveles por parte del ozono. Así, al contrario de lo que ocurre en la troposfera, la fuente de calor en la estratosfera se encuentra en su límite superior –la estratopausa– cerca de los 50 km.

Los fenómenos meteorológicos observados en la estratosfera son muy distintos de los de la troposfera, puesto que, a diferencia de esta última, la capa superior es caliente mientras que la inferior es fría. Prácticamente no se observan nubes en la estratosfera tropical.

El 99% de la masa total de la atmósfera se encuentra en la troposfera y en la estratosfera, dentro de los primeros 50 km encima de la superficie terrestre; ambas regiones son de particular importancia para entender el sistema climático.

En la mesosfera, con un espesor de 35 km aproximados, la temperatura disminuye regularmente desde su límite inferior situado en la estratopausa, hasta aproximadamente $-95\text{ }^{\circ}\text{C}$ en su límite superior, llamado mesopausa, cerca de los 80 km de altitud. La atmósfera al nivel de la mesopausa es más fría que en cualquier otro nivel de la atmósfera superior.

En la mesosfera el aire es extremadamente fino y la presión atmosférica es sumamente baja. La proporción de nitrógeno (N_2) y de oxígeno (O_2) es igual a la que se obtiene al nivel del mar, donde el aire es más denso, por lo que una persona no podría sobrevivir en ella respirando por mucho tiempo. Así mismo, la baja presión causa

ebullición a la temperatura corporal. Los pilotos que vuelan por largos periodos de tiempo a más de 3 km de altura, necesitan utilizar equipo para respiración, pues crean una deficiencia de oxígeno en el cerebro que se conoce como hipoxia, cuyos síntomas son cansancio, inconsciencia y puede causar la muerte. Otro efecto, además de la sofocación, es la exposición a la radiación ultravioleta que afecta la piel.

La termosfera es la región que se encuentra por encima de la mesopausa; está caracterizada por un aumento progresivo de la temperatura con la altitud. Cuando la actividad solar es normal, la temperatura aumenta hasta cerca de los 400 km de altitud, y cuando aumenta su actividad, puede crecer hasta aproximadamente los 500 km. En esta capa la composición de la atmósfera es distinta, ya que las moléculas de un gran número de gases se separan por la acción que tienen sobre ellas los rayos ultravioleta y los rayos X emitidos por el sol, dejando libres los átomos que las constituían.

Por otra parte, los gases tienen menos tendencia a mezclarse y las moléculas y átomos más pesados se separan de los otros por efecto de la gravedad. Debido a ello, a medida que se asciende, las moléculas de nitrógeno, más pesadas, ceden su sitio a los átomos de oxígeno, los que son reemplazados a su vez, en los niveles más altos, por los átomos de hidrógeno más livianos. En la termosfera, la ionización es muy importante pues tanto los iones como los electrones pueden permanecer separados durante un periodo de tiempo relativamente largo, mientras que en la mesosfera se produce solamente durante el día.

La anterior división de la atmósfera en capas se hace con base en el comportamiento de la temperatura con la altura. No obstante, es posible con otros criterios identificar capas de la atmósfera con características particulares. Así por ejemplo, en general, el aire es homogéneo en la homósfera, que se extiende desde la superficie hasta la mesopausa, es decir que, hasta ese nivel, las proporciones de los gases que constituyen la atmósfera son prácticamente constantes, a excepción del vapor de agua y el ozono.

También por las propiedades electromagnéticas es posible identificar la ionósfera, zona de la atmósfera que está cargada eléctricamente; está integrada por las regiones de la termosfera y mesosfera constituidas por iones y electrones y, se extiende hasta confundirse con el gas interplanetario extremadamente ligero. Deriva su importancia del hecho de que los electrones, en particular, reflejan las ondas radioeléctricas. No se puede despreciar la importancia de los gases neutros de la ionósfera, puesto que a 160 km de altitud hay aún aproximadamente

10^{10} partículas neutras por cm^3 de aire, mientras que el número de electrones es de 10^5 . La ionósfera, zona de la atmósfera que está cargada eléctricamente, es de gran utilidad para las radiocomunicaciones por la propiedad que posee de reflejar las ondas de radio, haciendo posible la comunicación a larga distancia. La ionósfera no es estática: varía en altura entre el día y la noche; también puede cambiar su propiedad de refracción a causa del sol y las partículas que éste libera, lo cual puede durar minutos, horas o semanas, afectando así las comunicaciones en la Tierra.

A 500 o 600 km de altitud aproximadamente, la atmósfera es tan poco densa que son extremadamente raras las colisiones entre las partículas neutras. A partir de los 500 km, y hasta una altura indeterminada, se halla la exosfera. En ella abunda el hidrógeno ionizado y hay una pérdida de partículas (protones y electrones) que escapan al espacio exterior, pérdida que se ve compensada por el aporte de partículas en forma de viento solar.

Atmósfera estándar

La atmósfera estándar representa las condiciones medias del aire en su estructura vertical. Como expresión de sus características se ha elegido la distribución media de la presión, la densidad y la temperatura con la altura, cuyos valores pueden apreciarse en la *figura 3.2*.

Capa de ozono

El ozono es un gas inestable de color azul y oxidante fuerte, compuesto de tres átomos de oxígeno, muy fácil de producir pero a la vez muy frágil y fácil de destruir.

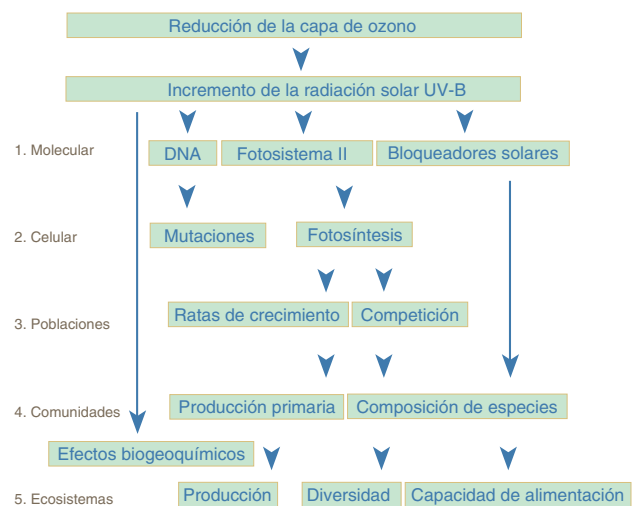


Figura 3.2. Efectos por agotamiento de la capa de ozono.

El ozono es uno de los gases componentes de la atmósfera aunque, en comparación con otros componentes (nitrógeno, oxígeno, dióxido de carbono, etc.), su cantidad en la atmósfera es pequeñísima (10^{-5} %). La concentración del ozono en la estratósfera es de vital importancia porque protege la vida del planeta de los rayos ultravioleta peligrosos para la salud humana, para los animales y plantas, incluyendo el plancton marino, por sus efectos nocivos sobre las células, en el nivel molecular. Por esta razón, es de gran interés el seguimiento de las variaciones del contenido de ozono en la atmósfera (figura 3.3).

El ozono se presenta desde la superficie terrestre hasta una altura aproximada de 70 km, pero la mayor cantidad (cerca de 90%) se da en la estratósfera entre los 19 y los 50 km, con una máxima concentración entre los 19 y los 23 km. La capa de máxima concentración se conoce como ozono estratosférico o capa de ozono, varía según la época y el lugar geográfico y además se constituye en el principal filtro de la radiación ultravioleta proveniente del sol. El ozono que se encuentra en la troposfera recibe el nombre de ozono troposférico, y sus mayores concentraciones se localizan entre la superficie terrestre y los 10 m de altura, aproximadamente: es el llamado ozono superficial y está considerado como el principal contaminante fotoquímico; se origina principalmente en las áreas urbanas por varias fuentes de emisiones, como los automóviles y la industria. La concentración elevada de ozono superficial es causante de muchos problemas porque este gas actúa como un contaminante tóxico para la salud humana, produciendo daños respiratorios y pulmonares y dando lugar a ojos llorosos; también tiene efectos nocivos sobre la vegetación y sobre materiales de uso común, como el caucho, los plásticos, los colorantes y las pinturas.

El ozono se mide en unidades Dobson (UD). Mil unidades Dobson equivalen a una columna uniforme de ozono de un centímetro de espesor en condiciones normales de presión (1 atm. o nivel del mar) y temperatura ($273\text{ }^{\circ}\text{K}$ ó $0\text{ }^{\circ}\text{C}$), que corresponden a una concentración atmosférica media de aproximadamente una parte por billón en volumen (1 ppbv), aunque el ozono no tiene una distribución uniforme a lo largo de esa columna. Las concentraciones de ozono fluctúan en general entre 230 a 500 UD, con un valor medio mundial de 300.

La cantidad de ozono presente en la atmósfera es muy pequeña. Si todo el ozono que rodea la Tierra fuera comprimido al nivel del mar (1013.25 hPa de presión) y a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, es decir, a condiciones normales de temperatura y presión, esta capa de ozono puro tendría aproximadamente 3 mm de espesor.

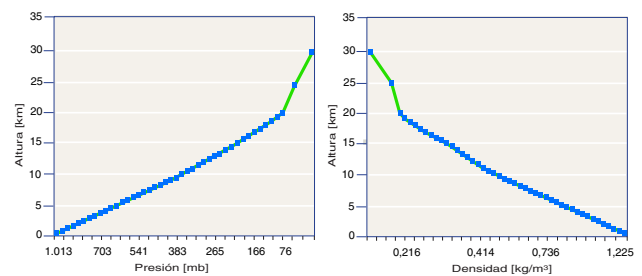
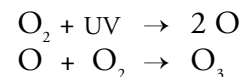


Figura 3.3. Estructura vertical de la atmósfera estándar para: a) presión atmosférica y b) densidad del aire.

Producción del ozono

El ozono superficial es un problema diurno durante los días soleados, a causa de que la luz solar desempeña un papel primordial en su formación. El proceso comienza con las fuentes de óxidos de nitrógeno y de hidrocarburos, a los que se les conoce como los ‘precursores’ principales del ozono, o con los compuestos que reaccionan en presencia de luz solar para producir ozono. Particularmente, cuando hay temperaturas elevadas y hay poca mezcla de las corrientes de aire, el ozono superficial puede acumularse a niveles tóxicos.

El ozono estratosférico se forma en la atmósfera cuando la radiación ultravioleta alcanza la estratosfera y disocia las moléculas de oxígeno (O_2) en oxígeno atómico (O). Posteriormente, el oxígeno atómico se combina rápidamente con otras moléculas diatómicas de oxígeno (O_2) para formar el ozono (O_3):

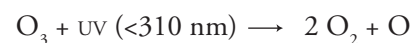


donde UV es la radiación ultravioleta con longitud de onda entre 240 y 320 nanómetros (nm).

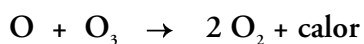
El ozono se forma fundamentalmente en la región tropico-ecuatorial, por mayor disponibilidad de oxígeno y radiación solar. Una vez producido, se desplaza horizontalmente hacia los polos, siguiendo el movimiento de las masas de aire estratosférico.

Descomposición del ozono

El ozono se descompone por fotodisociación, cuando las moléculas de ozono son blanco de la radiación ultravioleta solar en la banda de energía correspondiente al UV-B (290-320 nm):



También se disocia en presencia de oxígeno atómico para dar oxígeno molecular:



En la estratosfera existen otras especies químicas en muy baja concentración, tanto de origen natural como antropogénico, representadas por radicales OH^- , óxidos de nitrógeno, metano, compuestos clorados, etc., que pueden intervenir en procesos químicos que eliminan el ozono estratosférico.

Destrucción de la capa de ozono

La interacción de la radiación ultravioleta del espectro solar con el oxígeno a la altura de la estratosfera produce continuamente ozono, que a su vez se descompone por colisión con el oxígeno atómico y por la interacción con algunos elementos químicos, como el carbono, nitrógeno, hidrógeno, flúor, cloro y bromo. En la descomposición del ozono, la radiación UV arranca el cloro de una molécula de clorofluorocarbono (CFC) y este átomo de cloro, al combinarse con una molécula de ozono, la destruye, para luego combinarse con otras moléculas de ozono y eliminarlas. El proceso es una larga cadena capaz de destruir hasta 100.000 moléculas de ozono y sólo se detiene cuando el átomo de cloro se mezcla con algún compuesto químico que lo neutralice.

Los componentes químicos que contienen carbono, cloro y flúor son denominados CFC. Los CFC son producidos por muchas aplicaciones desarrolladas por el hombre, tales como la refrigeración, el aire acondicionado, los aerosoles, la espuma, los limpiadores de componentes electrónicos y los solventes. Otro importante grupo de los halocarburos son los halones utilizados en la extinción de fuego, los cuales contienen carbono, bromo, flúor y, en algunos casos, cloro.

Desde la era industrial se han ido incrementando estos químicos en la atmósfera, perdurando muchos cientos de años y favoreciendo el proceso de destrucción del ozono por largos periodos. Por ello los gobiernos han decidido, a través de una serie de compromisos consignados en el Protocolo de Montreal, descontinuar la producción de CFC, halones y otros químicos y buscarles sustitutos más amigables para el ozono

Distribución global

El contenido de ozono atmosférico es mayor en las latitudes medias que en la zona tropical. Es posible hallar zonas con alto contenido de ozono sobre Norteamérica y Asia, en el hemisferio Norte, y sobre el sur del océano Índico y sureste del océano Pacífico, en el hemisferio Sur, con valores superiores a 300 UD. También se desta-

can dos zonas con menor contenido de ozono: una ubicada sobre la Antártida y otra, en la zona tropical sobre el norte de Suramérica, el Atlántico tropical y África central, donde se registran valores por debajo de 280 UD.

Distribución del ozono en Colombia

En Colombia, la columna de ozono presenta variaciones significativas a lo largo del año, con una distribución monomodal, caracterizándose los meses de enero, febrero y diciembre por los valores más bajos, mientras que julio, agosto y septiembre evidencian los más altos. En la *figura 3.5* se presentan los mapas de la distribución de la capa de ozono a lo largo del año, obtenidos a partir de las mediciones satelitales del *Nimbus 7*, *Meteor 3* y *Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrometer* (EP/TOMS NASA).

Entre diciembre y febrero, la columna de ozono presenta las menores variaciones espaciales y los valores más bajos del año: es entonces cuando Colombia recibe mayor radiación ultravioleta. El sur de la región Caribe y el norte de la región Andina registran las menores concentraciones de ozono, con mínimos hasta de 239 UD sobre el suroccidente de Antioquia y oriente de Boyacá y Santander. A partir de esta área, los valores de ozono sobre el país crecen latitudinalmente hacia el norte y sur, siendo más acentuados hacia la parte meridional: es así como en Leticia la columna de ozono tiene 256 UD, en tanto que en la parte más septentrional de Colombia los valores se encuentran cercanos a 245 UD.

De julio a septiembre la columna de ozono crece significativamente, caracterizándose agosto por registrar los valores más altos del año. Durante estos meses el aumento de las concentraciones de ozono es generalizado sobre el territorio nacional. La distribución espacial es similar durante estos tres meses, con un marcado contraste entre el norte del país, donde se registran los valores más altos (285-288 UD), y la zona sur (por debajo de 275 UD), con un mínimo sobre el altiplano de los Pastos (264-267 UD).

En el año, la columna de ozono varía en promedio entre 255 y 267 UD (*figura 3.4*). Es de anotar que la columna de ozono se hace más pequeña a lo largo de las cordilleras, debido a que en esta zona el aire es más limpio y además es más delgada la capa atmosférica que deben recorrer los rayos solares.

Agujero de la capa de ozono

El rápido agotamiento de la capa de ozono sobre una región enorme, en la que el total del ozono es inferior a 220-200 UD, se ha dado en llamar 'agujero en la capa de

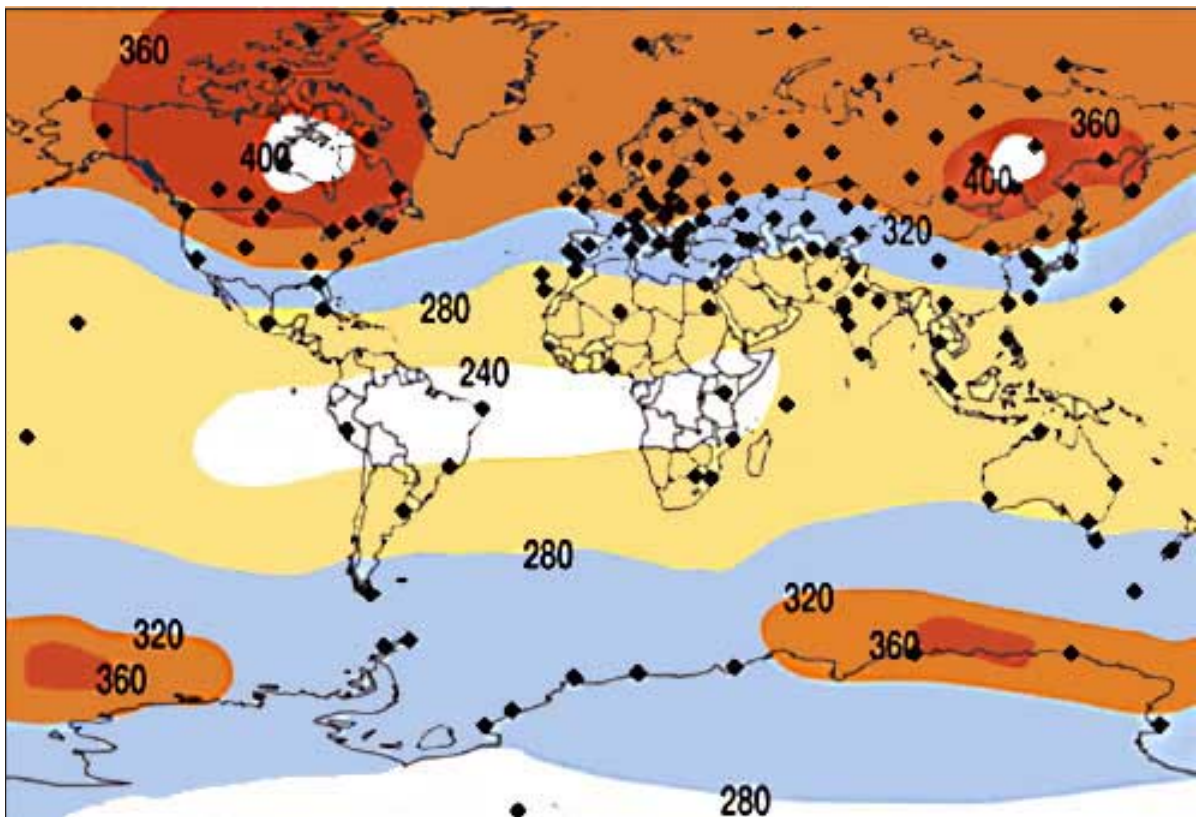


Figura 3.4. Distribución global del ozono total (cantidad de ozono contenido en una columna de aire de 1 cm² de sección, que va desde la superficie de la Tierra hasta el tope de la atmósfera), en unidades Dobson o miliatmósferas. (Fuente: Organización Meteorológica Mundial)

ozono³. Este adelgazamiento, superior a un tercio, de la capa de ozono sobre la Antártida se ha observado durante los dos últimos decenios, todos los años entre septiembre y noviembre. La superficie de insolación máxima, en que la disminución de los valores llevó a hablar de un agujero en la capa de ozono, comenzó tan sólo a mediados de los años ochenta a sobrepasar los 10 millones de km² y ha alcanzado unos 22 millones de km² durante varios días, en cada uno de los seis últimos años. En 1998 se observó una extensión muy considerable, de más de 25 millones de km², durante varios días consecutivos, desde mediados de septiembre hasta la primera semana de octubre. En años anteriores, tan sólo se había evidenciado el adelgazamiento en una superficie tan extensa durante unos pocos días de 1993 y 1994.

Por otra parte, el número de días en que la superficie del agujero superó los 10 millones de km² se prolongó durante 100 días, lo que no tiene precedente. El periodo más prolongado observado anteriormente había sido de 88 días durante la estación de 1986.

Al llegar los rayos solares de la primavera, se producen reacciones fotoquímicas sucesivas que descomponen el ozono por acción de los rayos ultravioleta y también, de aquellos compuestos que contienen principalmente cloro, flúor y bromo. A pesar de que las sustancias

agotadoras de la capa de ozono no se producen en los polos, sino en las latitudes medias y en especial en el hemisferio Norte, las sustancias son arrastradas hacia las latitudes tropicales y suben luego hacia la estratosfera debido a los vientos; posteriormente gran parte de estas sustancias son congregadas sobre las regiones polares, también por efecto de los vientos. Las condiciones meteorológicas durante el invierno favorecen la creación de una corriente de aire polar que aísla las masas de aire, tornándola muy fría y reteniendo las sustancias agotadoras de la capa de ozono, tales como el cloro y el bromo; durante la primavera se descongelan las nubes y se liberan estas sustancias para reaccionar con el ozono.

En el Polo Sur las temperaturas estratosféricas son mucho más bajas que en el Norte, razón por la que se forman muchas más nubes allí y la destrucción del ozono es mucho mayor.

En la *figura 3.6* se muestra la tendencia del ozono durante los últimos años en la estación Halley Bay, en la Antártida. Allí, el proceso de destrucción del ozono es muy marcado: a mediados del siglo XX se registraban valores cercanos a 500 UD, mientras que en la década de los noventa se aproximaron a 150 UD.

En la *figura 3.7* se muestra el rápido descenso de la cantidad de ozono sobre la Antártida durante la estación

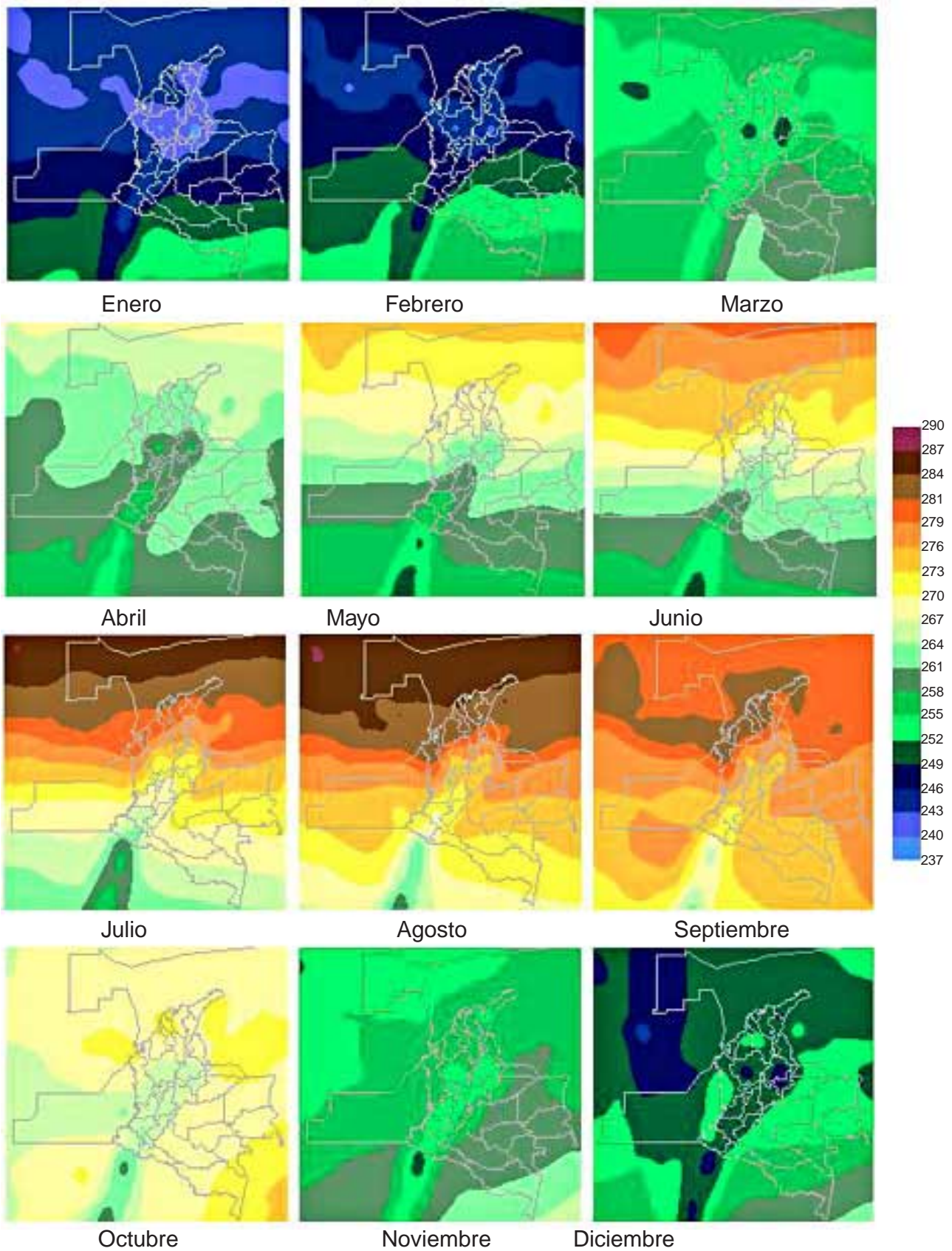


Figura 3.5. Distribución media mensual del ozono total a lo largo del año, en una columna de aire de 1 cm² de sección, que va desde la superficie de la Tierra hasta el tope de la atmósfera, obtenida a partir de las mediciones satelitales y expresada en unidades Dobson o miliatmósferas. (Fuente: IDEAM)

de primavera, mucho menos acentuado durante el verano. En la *figura 3.8* se presenta la distribución del ozono durante octubre de 1997, septiembre de 1998 y octubre de 1999, en la que se puede observar el agujero de ozono sobre la Antártida: la declinación de la cantidad mínima de ozono y el aumento del tamaño del agujero de ozono.

Radiación ultravioleta

La radiación ultravioleta (UV) es una parte específica del espectro de radiación del sol, que llega a la superficie terrestre y al espacio exterior de la atmósfera. La radiación ultravioleta se extiende desde 400 nm hasta 180 nm de longitud de onda. La *figura 3.9* indica la distribución general del espectro solar y su absorción por los distintos gases de la atmósfera.

El sol emite una gran cantidad de energía, de la cual sólo 2% corresponde a la radiación ultravioleta (UV). Esta radiación UV es una forma de energía radiante invisible, usualmente clasificada en tres categorías de radiación, de acuerdo con su longitud de onda:

UV-A

La radiación UV-A, comprendida entre 320 y 380 nm, es la forma menos dañina de rayos ultravioleta y es la que llega a la Tierra en mayores cantidades, causa envejecimiento de la piel, arrugas y puede incluso dañar pinturas y plásticos que se encuentren a la intemperie.

UV-B

La radiación UV-B está comprendida entre 285 nm y 320 nm de longitud de onda; también llega a la superficie de la Tierra y es potencialmente muy dañina. Reduce el crecimiento de plantas, puede causar daños a las células generando problemas como cataratas en los ojos, cáncer de piel, alteración del sistema inmunológico, quemaduras severas del sol, daños a otras formas de vida, y también, a materiales y equipos en la intemperie.

UV-C

Los rayos UV-C son la forma más dañina de toda la gama de rayos ultravioleta por tener más energía; sin embargo, esta radiación, entre 180 y 285 nm, es absorbida por el oxígeno y el ozono en la estratosfera y nunca llega a la superficie terrestre.

El papel protector de la vida del planeta que ejerce el ozono estratosférico consiste en su habilidad para absorber la radiación UV-B peligrosa para la salud humana y

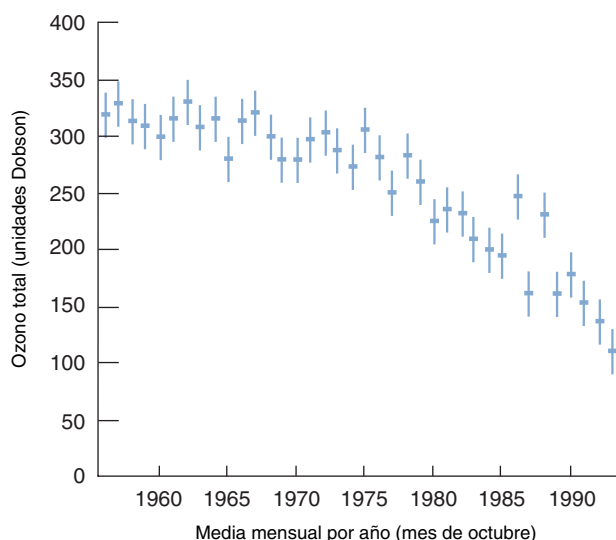


Figura 3.6. Variación interanual del ozono, contenido en una columna de aire de 1 cm² de sección, que va desde la superficie de la Tierra hasta el tope de la atmósfera, medida en la estación Halley Bay (Antártida) donde se evalúa el 'agujero de la capa de ozono', en unidades Dobson o miliatmósferas. (Fuente: Universidad de Cambridge)

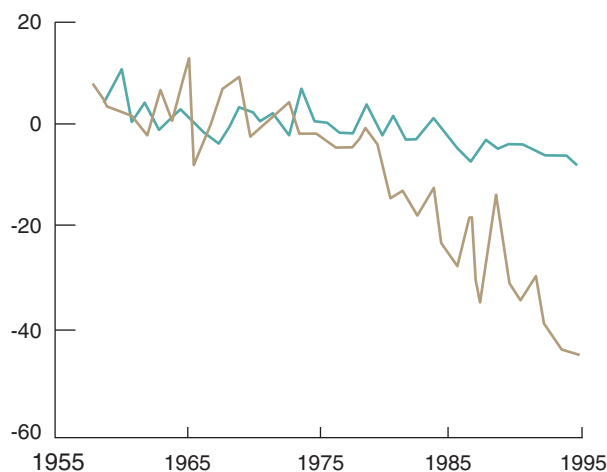


Figura 3.7. Desviación del ozono estacional promedio sobre la Antártida ('agujero en la capa de ozono'), para las estaciones de verano y de primavera. (Fuente: Organización Meteorológica Mundial)

para la vida en general. La cantidad de radiación UV-B que llega a un lugar está inversamente relacionada con el ozono total: a menor cantidad de ozono, mayor radiación UV-B ingresa a la superficie. Por ello, en aquellas regiones donde el contenido de ozono es menor, se recibe las mayores cantidades de radiación UV-B; como en la Antártida, en aquellas áreas influidas por el agujero de la capa de ozono.

La radiación ultravioleta varía de acuerdo con la ubicación geográfica. Sobre la zona ecuatorial los rayos solares caen más directamente que en las latitudes medias y la radiación solar resulta ser más intensa en esa área; por ello, también es mayor la radiación UV en las latitudes cercanas al ecuador, como es el caso de Colombia.

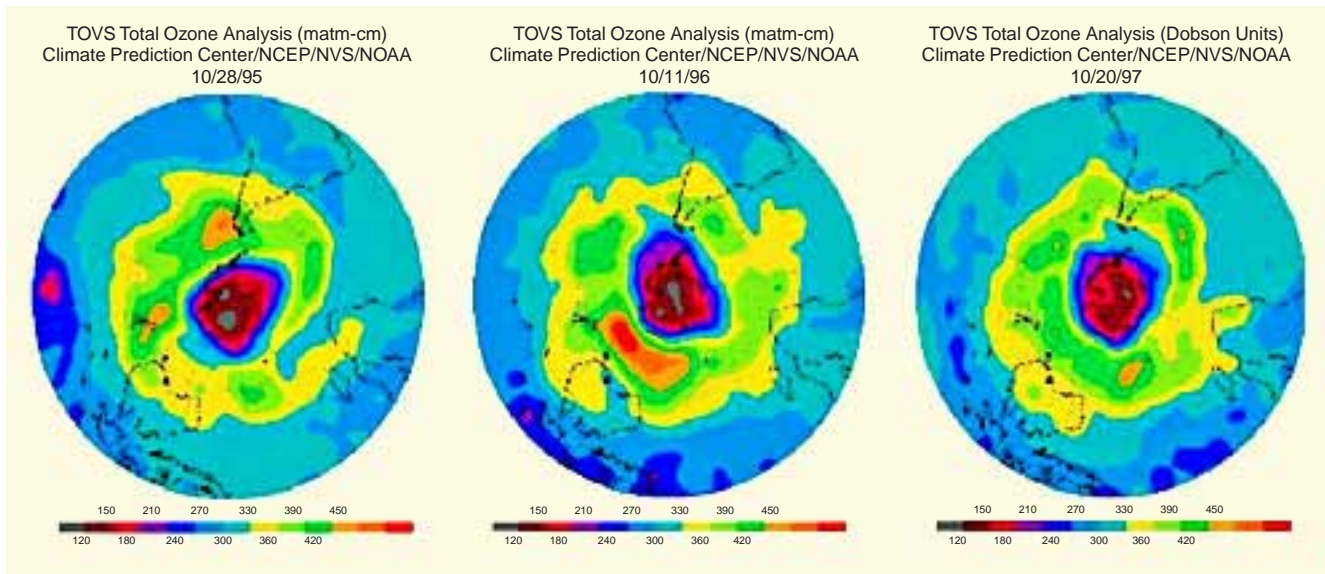


Figura 3.8. Distribución del ozono total en el hemisferio sur en: a) octubre de 1997, b) septiembre de 1998 y c) octubre de 1999. Se ve claramente el área del agujero de ozono que cubre una zona considerable sobre la Antártida. (Fuente: NOAA-Organización Meteorológica Mundial)

La altitud determina la cantidad de radiación UV que se recibe: debido a que en zonas de alta montaña el aire es más limpio y más delgada la capa atmosférica que deben recorrer los rayos solares, llega más UV; de manera que a mayor altitud, mayor radiación UV. Las nubes pueden tener un impacto importante en la cantidad de UV que recibe la superficie terrestre: en general, las nubes densas bloquean más UV que una nube delgada; lo mismo las condiciones de lluvia reducen la cantidad de UV. La contaminación trabaja en forma similar a las nubes, de tal forma que la contaminación urbana reduce la cantidad de radiación UV que llega a la superficie de la Tierra.

La radiación UV reflejada puede producir los mismos efectos que la radiación UV que llega a la superficie de la Tierra. La nieve es la superficie que más refleja—hasta un 85%—, mientras que la arena seca y el concreto reflejan hasta 12% y el agua, apenas 5%.

Calidad del aire

Como se anotó en el capítulo anterior, los cambios puntuales en la composición de la atmósfera que sobrepasan valores críticos alteran las condiciones óptimas, relativas al aire, en que se desarrollan los seres vivos; es decir, se afecta la calidad del aire. Uno de los problemas que lleva al deterioro de la calidad del aire es la contaminación atmosférica.

En la escala mundial, la combustión es la principal causa de la contaminación. La demanda de energía y la combustión, así como el crecimiento de la población y la actividad industrial, han intensificado fuertemente la

contaminación del aire, en particular, en el nivel urbano y de los corredores industriales. En algunas ciudades colombianas (Bogotá), el transporte es la mayor fuente de contaminación del aire.

La adición de cualquier sustancia al aire puede alterar en cierto grado las propiedades físicas y químicas del aire natural, de manera que estas sustancias pueden considerarse como sus contaminantes. No obstante, se clasifican como contaminantes únicamente aquellas sustancias derivadas de la actividad económica que, añadidas en suficiente cantidad y duración, causan efectos mensurables sobre los seres humanos, los animales, la vegetación o los materiales y que, en general, posean efectos perjudiciales para la salud y el bienestar humano o interfieran en el goce de la vida o la propiedad.

La contaminación del aire, a causa de la lluvia ácida, actúa también sobre el medio natural y el patrimonio cultural. Estos efectos pueden tener repercusiones económicas y sociales, agregando costos a la atención médica y a la restauración de las construcciones, disminuyendo la producción agrícola, afectando los bosques, la vida silvestre y, en general, deprimiendo la calidad de vida.

Entre los contaminantes más comunes, reconocidos desde el inicio de la era industrial, presentes en mayores cantidades y que afectan la salud humana y el ambiente natural, se incluyen el dióxido de azufre (SO_2), los óxidos de nitrógeno (NO_x), el monóxido de carbono (CO), el ozono (O_3) y, en la baja atmósfera, el plomo y el material particulado—hollín, cenizas, polvo—. Todos éstos, con excepción del ozono, son emitidos directamente a partir de las actividades industriales y, en cierta extensión, de

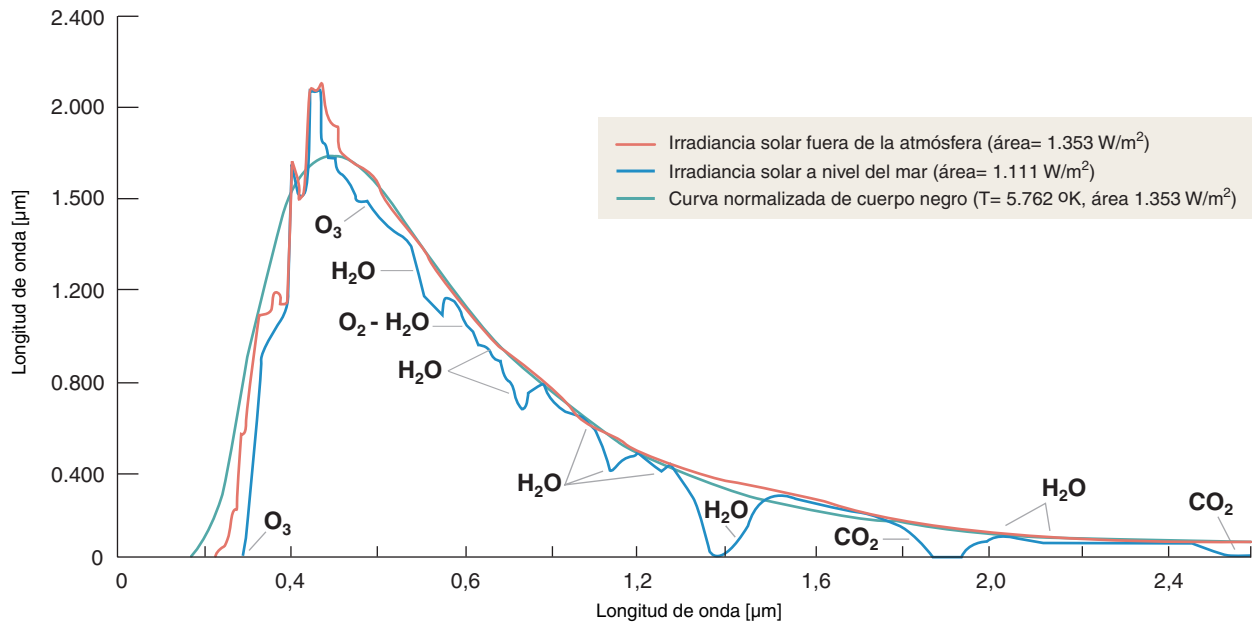


Figura 3.9. Distribución general del espectro solar y la absorción por los distintos gases de la atmósfera.

fuentes naturales. La principal fuente de estos contaminantes son los procesos de combustión: el ozono, principal componente del *smog*, se forma en la baja atmósfera, mientras que las emisiones de NO_x y los compuestos orgánicos volátiles (VOC) –hidrocarburos, aldehídos– se presentan por inducción de la luz solar. Este ozono no debe confundirse con el ozono de la estratosfera, en donde se encuentra naturalmente y protege la vida de las radiaciones ultravioletas excesivas.

Algunos gases de la atmósfera, como CO₂, metano, óxido nitroso y ozono troposférico, tienen la propiedad de retener parte del calor que la Tierra debería emitir al espacio (capítulo 2). Gracias a este efecto –conocido como efecto invernadero natural–, el planeta tiene una temperatura promedio más alta que la que tendría si no existieran estos gases en la atmósfera; así mismo, gracias a este efecto, la amplitud de las variaciones de la temperatura es tal que permite el desarrollo de la vida en el planeta.

El contenido de gases de efecto invernadero en la atmósfera ha variado por procesos naturales a través de la historia del planeta. Pero la actividad humana, como la industria, la producción de energía, la actividad forestal y la agricultura, entre otras, intensificadas en los dos últimos siglos, está propiciando el incremento de estos gases en la atmósfera y llevando, en consecuencia, a reforzar el efecto invernadero y al calentamiento global que, finalmente, produciría cambios en el clima a escala mundial, regional y local. De ahí que hoy en día se preste atención a la variación del contenido de estos gases en la atmósfera. Una idea del aporte de Colombia a este incremento se puede observar en el capítulo 12, dedicado a las emisiones.

Circulación atmosférica

Al analizar los procesos atmosféricos en la escala nacional es conveniente tener en cuenta que éstos se desarrollan dentro del comportamiento de la atmósfera global y, por lo tanto, es necesario comprenderlo para explicar mejor los fenómenos atmosféricos del país.

Circulación en los trópicos

Cerca de la superficie del globo, en la zona tropical, se encuentran vientos del noreste y del sureste, denominados alisios. Esta convergencia cerca del ecuador forma la Zona de Confluencia Intertropical (*figura 3.10*).

En esta zona, por efecto de esta misma convergencia y por el calentamiento diurno, las masas de aire ascienden hasta altitudes altas y, en ocasiones, pueden llegar a alcanzar el tope superior de la troposfera. Durante este ascenso se origina la condensación por enfriamiento y, por consiguiente, la formación de nubes de gran desarrollo vertical, que producen abundantes lluvias y eventualmente tormentas eléctricas y granizo.

En la alta troposfera ese aire se aleja del ecuador bajo la forma de una corriente de retorno. En el hemisferio Norte, la dirección de esa corriente se orienta progresivamente hacia el suroeste; en el hemisferio Sur se orienta al noroeste. Estos vientos de retorno se denominan Contralisios.

Una parte de este aire de retorno sufre en los cinturones de altas presiones subtropicales, hacia los 30° de lati-

tud, un movimiento descendente. Este movimiento provoca un calentamiento del aire por compresión y reduce el desarrollo de las nubes. En las proximidades de la superficie, los vientos en estas regiones son generalmente variables y débiles antes de constituirse en vientos alisios para alcanzar el ecuador. De esta manera se forma en cada hemisferio el circuito meridional de una amplia célula convectiva, conocida como celda de Hadley.

Otra parte de la corriente de retorno que viene del ecuador no sufre ese movimiento de descenso en las latitudes de 30 ° y continúa su desplazamiento hacia latitudes más altas, como una corriente del oeste en las latitudes medias.

Simultáneamente con la celda de Hadley, o circulación meridional (a través de los meridianos), en el trópico se desarrolla una circulación zonal a través de los paralelos, en la que se destacan tres zonas de convección y lluvia localizadas así: la primera, sobre la región del Congo, en África; la segunda, sobre la Amazonia, y la tercera, sobre el Sudeste Asiático, donde también se encuentran las aguas oceánicas más cálidas.

La *figura 3.11* ilustra también la circulación normal en el plano este-oeste (zonal), conocida como circulación de Walker. El aire seco desciende lentamente desde la alta troposfera sobre las aguas frescas del Pacífico oriental, fluye luego hacia el oeste, a lo largo del ecuador, como parte del sistema de vientos alisios del sudeste, llevado por la acción de la alta presión en el este y la baja en el oeste. Según se va desplazando sobre aguas más cálidas, el aire se va calentando y humedeciendo hasta llegar a la región Australia-Indonesia, donde su humedad es condensada al ascender en la zona de baja presión, formando nubes de gran desarrollo vertical que producen abundantes lluvias en esa región. El retorno del aire se produce por el flujo hacia el este en la alta troposfera que cierra el círculo de la circulación.

Oscilación cuasibienal del viento

La oscilación cuasibienal es una oscilación de largo plazo en el viento de la estratosfera baja ecuatorial, con un periodo irregular que varía entre dos y tres años y que consiste en la alternancia de vientos del este, dominantes durante la mitad del periodo (un poco más de un año), con vientos del oeste, la otra mitad del periodo. Esta oscilación está relacionada con variaciones similares en las circulaciones troposféricas y favorece el desarrollo de eventos cálidos en el océano Pacífico tropical, como el Fenómeno Cálido del Pacífico – más conocido como El Niño–, cuando se ha establecido la fase oeste de la oscilación cuasibienal.

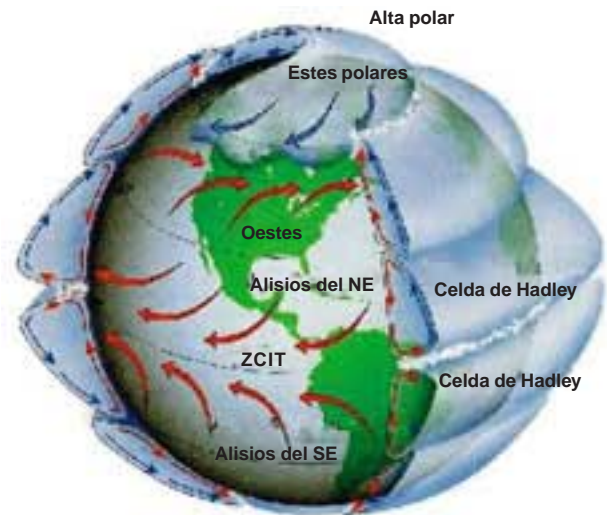


Figura 3.10. Circulación general de la atmósfera: en los trópicos predominan los alisios. (Fuente: Universidad de Oklahoma)

Análisis estadísticos sugieren que los ciclos aparentes de esta oscilación –de alrededor 25-30 meses– no son de origen desconocido, sino que están estrechamente relacionados con el ciclo anual que resulta de los procesos de interacción que involucran el sistema atmósfera-océano-tierra.

Oscilación del Sur

Si bien el término Fenómeno Cálido del Pacífico se ha asociado a los calentamientos irregulares del agua en las costas de Ecuador y Perú, la comunidad científica usa este término para fenómenos de mayor escala, como las variaciones climáticas a escala global analizadas dentro del contexto de la Oscilación del Sur.

Según las palabras de su descubridor, G. Walker, “cuando la presión es alta en el océano Pacífico, tiende a ser baja en el océano Índico” y viceversa; esta última condición está asociada con temperaturas bajas en la superficie del mar en el Pacífico occidental y con lluvias intensas en el oriental. La parametrización de este evento, descrito como un balancín de presión, se ha hecho por medio del índice de la Oscilación del Sur (IOS), que se define como la diferencia de las anomalías mensuales de presión estandarizadas por sus correspondientes desviaciones típicas entre Tahití (Polinesia Francesa) y Darwin (Australia).

En 1967, Bjerknes demostró una íntima conexión entre estos dos eventos. Creó la hipótesis de que gradientes normales de la temperatura superficial del mar, entre el relativamente frío Pacífico ecuatorial oriental y el enorme recipiente de aguas cálidas en el Pacífico occidental, daban lugar a una gran célula de circulación este-oeste en el plano del ecuador.

Esta circulación, conocida con el nombre de Walker, puede intensificarse, debilitarse o cambiar su orientación. Cuando la circulación se intensifica, los vientos alisios, el afloramiento Ecuatorial y las corrientes Ecuatorial Norte y Sur son fuertes; como resultado se tiene acumulación de aguas cálidas, hundimiento de la termoclina y aumento del nivel del mar en el Pacífico occidental. La temperatura en el Pacífico oriental, particularmente en la costa de Perú, es baja. Esta situación puede permanecer con pequeñas fluctuaciones por uno o varios años, y en sus casos extremos suele conocerse con el nombre de Fenómeno Frío del Pacífico, La Niña (figura 3.12.a).

Por el contrario, el Fenómeno Cálido del Pacífico ocurre cuando se da un debilitamiento en la circulación de Walker; los vientos alisios, el afloramiento Ecuatorial y las corrientes Ecuatorial Norte y Sur se debilitan y el Pacífico oriental se calienta. La presión atmosférica desciende en el Pacífico central, formándose un área de presión relativamente baja. El aire fluye hacia el este, desde Australia-Indonesia, ascendiendo en el Pacífico central y justificando los máximos de lluvia allí observados (figura 3.12.b).

El desplazamiento de las celdas mantiene una estrecha relación con el movimiento de los núcleos de calor sobre el mar y, en consecuencia, con la temperatura superficial del mar. Durante el desarrollo de un episodio intenso, se ha observado el corrimiento de las ramas convectivas, que normalmente se sitúan en el Sudeste Asiático, hacia el Pacífico central, y la localización de un segundo ciclo de ascenso de aire sobre las costas sudamericanas del Pacífico; todo ello en armonía con la posición de los centros de mayores lluvias. Igualmente se observa un sector de subsidencia máxima sobre la parte

oriental del África, extendida hacia el océano Índico y coincidente con áreas de sequía o grandes disminuciones de lluvia. La circulación en gran altura es predominante en el este, cerrándose la célula con el descenso del aire en el Pacífico occidental, lo cual trae como consecuencia sequías para la región.

Cuando los vientos superficiales del este son remplazados por vientos del oeste, el afloramiento ecuatorial desaparece, las corrientes Ecuatoriales Norte y Sur se debilitan, la contracorriente Ecuatorial se intensifica y la corriente Ecuatorial subsuperficial –que fluye de oeste a este por debajo de la corriente Ecuatorial– desaparece. Como resultado, se tiene acumulación de aguas cálidas, hundimiento de la termoclina y aumento del nivel del mar en la costa oriental del Pacífico; la temperatura superficial del mar en la costa norte de Perú sobrepasa en varios grados centígrados a los valores normales.

Para el seguimiento de este fenómeno se utiliza el Índice de Oscilación del Sur (IOS). Los valores negativos de este índice corresponden a disminuciones de la presión atmosférica en el Pacífico tropical oriental y a su incremento en el sector central y occidental. La fase positiva del índice generalmente está relacionada con una situación inversa: disminución de la presión en la parte occidental y central e incremento en la oriental. Todo esto está relacionado con cambios en la circulación troposférica que inciden en la producción de precipitación; comúnmente la fase negativa trae como consecuencia incrementos de las lluvias en el sector oriental del Pacífico tropical y reducción en el sector central y occidental, mientras que la fase positiva lleva a una situación inversa.

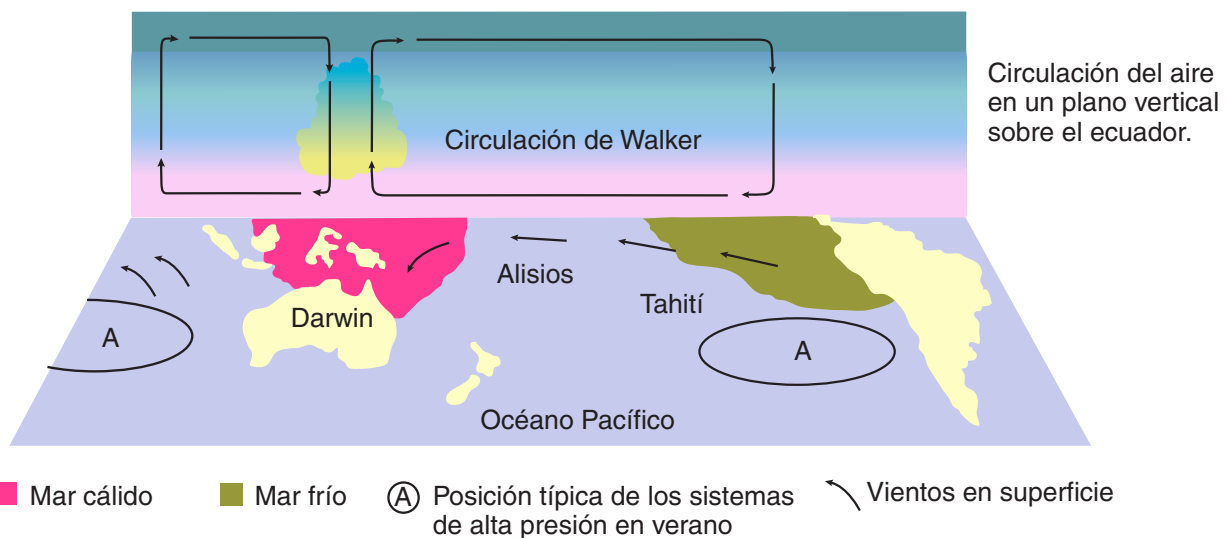


Figura 3.11. Representación esquemática de la circulación de Walker en la zona ecuatorial a escala planetaria y posición de los sistemas de lluvia. (Fuente: Bureau of Meteorology-Australia)

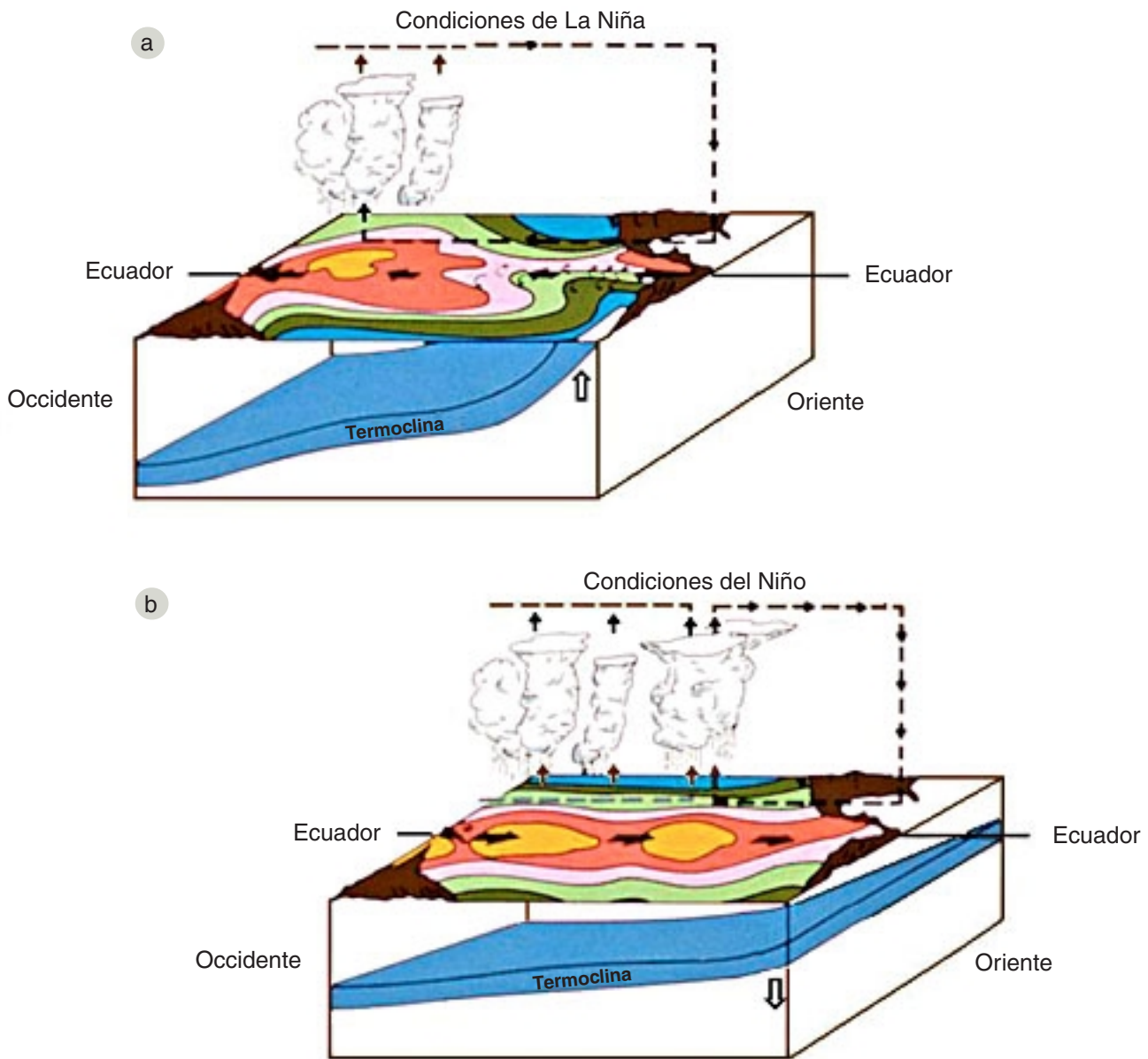


Figura 3.12. Representación esquemática de la circulación en el sentido este-oeste en la zona ecuatorial a escala planetaria y posición de las principales zonas lluviosas, durante: a) un evento La Niña y b) un evento El Niño.

La atmósfera sobre el territorio colombiano

Por su ubicación en la zona tropical, la atmósfera sobre el territorio colombiano tiene algunas particularidades que la distinguen, tanto en su composición como en su estructura, de las de otras latitudes. Con la información disponible en el Ideam es posible detectar algunas de estas particularidades.

En la estructura de la atmósfera sobre el territorio colombiano, por ejemplo, se encuentra que, por estar en la zona tropical, la troposfera es más alta que en cualquier otra

latitud y, aunque su altitud es variable, se puede decir que alcanza en promedio 16 km. Así mismo, en los cortes verticales de la troposfera, en lugares como Riohacha y la isla de San Andrés, es posible encontrar otra particularidad de la atmósfera tropical: la inversión térmica de los alisios.

En la composición de la atmósfera sobre el territorio colombiano también es posible encontrar diferencias en las concentraciones de vapor de agua (humedad del aire) y de otros gases, particularmente del ozono. Las características de la distribución del ozono estratosférico sobre el territorio colombiano hacen que se presenten niveles de radiación ultravioleta relativamente altos en comparación con los de otras latitudes.

Como es sabido, la actividad humana está produciendo cambios en la composición de la atmósfera. Al igual que en otras partes del globo, la actividad humana en el territorio colombiano está inyectando a la atmósfera gases que irán a reforzar el efecto invernadero; por eso, la actividad socioeconómica tiene un aporte en el incremento de gases de efecto invernadero. De otro lado, las emisiones, tanto de los gases de efecto invernadero como de otros gases contaminantes producidos por la actividad nacional, está cambiando la calidad del aire.

Variación de la temperatura con la altura

Salvo Leticia, que presenta una capa aproximadamente isoterma entre los 3 y los 6 km, el gradiente vertical de temperatura en Bogotá, San Andrés y Riohacha es casi constante, alcanzando la temperatura mínima entre -77°C y -80°C , a una altura cercana a los 16 km –altura de la tropopausa en la franja tropical–. En los niveles superiores a ésta, la recuperación de la temperatura es ligeramente más rápida (en San Andrés y Leticia, más que en Bogotá y Riohacha).

La atmósfera en 1997-1999

Comportamiento de la capa de ozono

Las concentraciones de ozono en Colombia varían entre 255 y 270 UD, con los valores más bajos localizados sobre las zonas de cordillera; la diferencia de la concentración del ozono entre las zonas bajas y de montaña alcanza hasta 10 UD. En la *figura 3.13* se presentan las distribuciones anuales de las concentraciones de ozono en la columna total de la atmósfera, correspondientes a 1997-1999, obtenidas a partir de las mediciones satelitales del *Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrometer* (EP/TOMS NASA).

Las concentraciones más altas de ozono en Colombia (265 a 270 UD) se ubican sobre las zonas con poca elevación y tienden a presentar los picos en la Orinoquia, la Amazonia y en la región Caribe, mientras que en el Pacífico registran en promedio 4 UD menos.

1998 se caracterizó por presentar las concentraciones más bajas de este periodo: en la región Andina se presentaron valores entre 255 y 258 UD y en el área marítima del Caribe, entre 264 y 267 UD; de manera contraria, 1999 se señaló como el año con los valores de ozono más altos, con valores de 264 a 267 UD para las zonas de montaña y de 270 a 273 UD para las regiones de poca

elevación. En armonía con el comportamiento espacial de la capa de ozono en Colombia, Bogotá registró los valores más bajos en 1998 y los más altos en 1999 (*tabla 3.1*).

Año	Concentración anual de ozono [UD]		
	Medio	Mínima	Máxima
1997	262,5	234,3	285,1
1998	257,1	223,5	284,2
1999	266,8	237,2	290,1

Tabla 3.1. Concentraciones mínimas, medias y máximas anuales de ozono en la columna total de la atmósfera (UD), entre 1997 y 1999, para Bogotá (latitud 4.51, longitud: -74,08 y altitud: 2.632 m), obtenidas a partir de las mediciones satelitales del *Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrometer*. Fuente: EP/TOMS NASA.

El ciclo anual del ozono en Bogotá (*figura 3.14*) presentó una distribución monomodal, con un promedio para el periodo 1997-1999 de 262 UD; así mismo, las concentraciones máximas (286 UD, aproximadamente) ocurrieron entre agosto y octubre, seguidas de una caída rápida de los valores de ozono, registrándose los más bajos (alrededor de 231 UD) entre diciembre y enero. Es de anotar que en 1998 el comportamiento mensual del ozono presentó una distribución diferente a los otros años: los valores más altos, mayores a 270 UD, comenzaron a registrarse a partir de julio, en tanto que para 1997 y 1999, estas magnitudes aparecieron en junio; los valores mínimos igualmente estuvieron afectados durante este año, anticipándose su caída con valores mínimos en noviembre de 1998 y enero de 1999.

Radiación ultravioleta

El Ideam realiza desde 1997 mediciones continuas de la radiación ultravioleta en las bandas UV-A y UV-B en cinco ciudades del país: Leticia (Amazonas), Pasto (Nariño), Bogotá, Riohacha (Guajira) y San Andrés, islas. En las *figuras 3.15* y *3.16* se presentan las series de los valores máximos registrados desde el inicio de las mediciones hasta marzo de 2000, en longitudes de onda de 340 nm, en la región UV-A, y de 305 nm, en la región UV-B. En las gráficas se observa que las ciudades de Pasto y Leticia, al sur del país, registran los valores más altos, mientras que los menores se observan en Riohacha y San Andrés, correspondientes a la parte norte del país: esto se debe a que en la zona sur del país hay menos concentración de ozono estratosférico que en la parte norte. También se observa que los mayores valores se presentan entre finales de 1997 y mediados de 1998, periodo que coincide con época del fenómeno de El Niño.

Calidad del aire y la precipitación

La lluvia ácida es un fenómeno químico y atmosférico complejo que ocurre cuando las emisiones de dióxido de azufre (SO₂) y óxidos de nitrógeno (NO_x) reaccionan con el agua, el oxígeno y algunos compuestos oxidantes en la atmósfera, para formar varios compuestos acidificados. La luz solar aumenta la velocidad de la mayoría de estas reacciones. Esta mezcla forma una solución débil de ácidos sulfuroso, sulfúrico, nítrico y carbónico, que puede ser arrastrada a grandes distancias de su lugar de origen antes de depositarse en la tierra en forma húmeda (a manera de lluvia, neblina o inclusive nieve) o precipitarse en forma sólida (partículas secas). Los vientos predominantes arrastran estas partículas ácidas, que en algunos casos pueden deteriorar los elementos donde se acumulan, como edificaciones, automóviles, casas y árboles.

Las principales causas de la lluvia ácida son las emisiones de gases y partículas de la atmósfera por el uso de combustibles fósiles en la industria y el transporte; aunque también puede ser causada, en menor medida, por fenómenos naturales como incendios, polvo proveniente de suelos erosionados por el viento y erupciones volcánicas.

En los últimos años se ha notado un acelerado crecimiento demográfico en Colombia, un aumento en el uso de vehículos, la industrialización y muchas deficiencias tanto en la planeación como en la elaboración de normas ambientales, trayendo como resultado problemas de salud pública y fuertes alteraciones al medio ambiente. Los resultados de la composición química de la lluvia muestran que existe una alteración del componente atmosférico en zonas urbanas muy localizadas, en donde se realizan emisiones fuertes de NO_x y SO₂ y es importante que se lleven a cabo estrategias para desarrollar, en el corto plazo, planes para el manejo de la calidad del aire, con medidas efectivas para su control.

La actividad industrial en Colombia se concentra en los centros urbanos con mayor número de habitantes del país, principalmente en las ciudades de Bogotá, Cali y Medellín, lugares en los que también circula la mayor parte del parque automotor; esto trae como consecuencia que las zonas urbanas más densamente pobladas sean los lugares donde se genera la mayor cantidad de emisiones con efecto local potencial.

Desde 1996, el Ideam realiza el monitoreo de la calidad fisicoquímica de la lluvia en diferentes puntos del territorio nacional, mediante el análisis del pH, la conductividad eléctrica y las concentraciones de nitratos y sulfatos, como variables indicadoras del estado de alteración de la atmósfera por el ingreso de gases de carácter

ácido, sustancias iónicas y óxidos de nitrógeno y de azufre, respectivamente.

En la *tabla 3.2* se presentan los promedios de las variables analizadas durante el periodo julio de 1998 a enero de 2000, en cada uno de los puntos de monitoreo.

Municipio	pH (unidades)	Conductividad eléctrica (μS/cm)	Nitratos (mg N-NO ³ /L)
Barranquilla	6,2	31	0,32
Bogotá	4,4	27	0,49
Bucaramanga	5,9	19	0,17
Cali	4,6	30	0,75
Cúcuta	5,7	11	–
Girón	6,0	11	0,19
Ibagué	6,2	29	0,16
Leticia	6,3	13	–
Medellín	5,2	19	0,36
Neiva	7,3	13	0,16
Puerto Carreño	6,8	20	0,12

Tabla 3.2. Promedios de las variables analizadas en la lluvia (julio 1998-enero 2000).

El análisis del comportamiento de estas variables muestra que en los meses de mayor precipitación se presenta un mayor lavado de la atmósfera, reduciéndose el volumen de partículas y de algunos gases en el aire, lo que se evidencia con la disminución de los valores de pH, conductividad, nitratos y sulfatos.

Los resultados de los análisis de la lluvia y su composición química muestran que la calidad del aire se encuentra alterada en los principales centros urbanos del país (Bogotá, Cali y Medellín), donde las lluvias presentan promedios con tendencia a la acidez (< 5.6 unidades de pH). El caso de acidez en la lluvia en Bogotá es el más crítico ya que se ha notado un aumento gradual desde julio de 1998 hasta enero del 2000, con los valores más ácidos en los últimos cuatro meses, alcanzando valores puntuales de hasta 3.1 unidades de pH. Estos resultados muestran que la calidad del aire en Bogotá, así como en los principales centros urbanos del país, se está alterando notoriamente.

En cuanto a la concentración de nitratos en la lluvia, los niveles más altos se presentaron en Bogotá, Cali, Medellín y, en ciertas ocasiones, en Barranquilla y Soledad. De acuerdo con los análisis, se puede inferir que el pH de la lluvia está relacionada con la concentración de nitratos y, por ende, con las emisiones de óxidos de nitrógeno, ya que los municipios que presentaron mayor acidez en la lluvia (Bogotá, Cali y Medellín), presentaron los niveles más altos de nitratos.

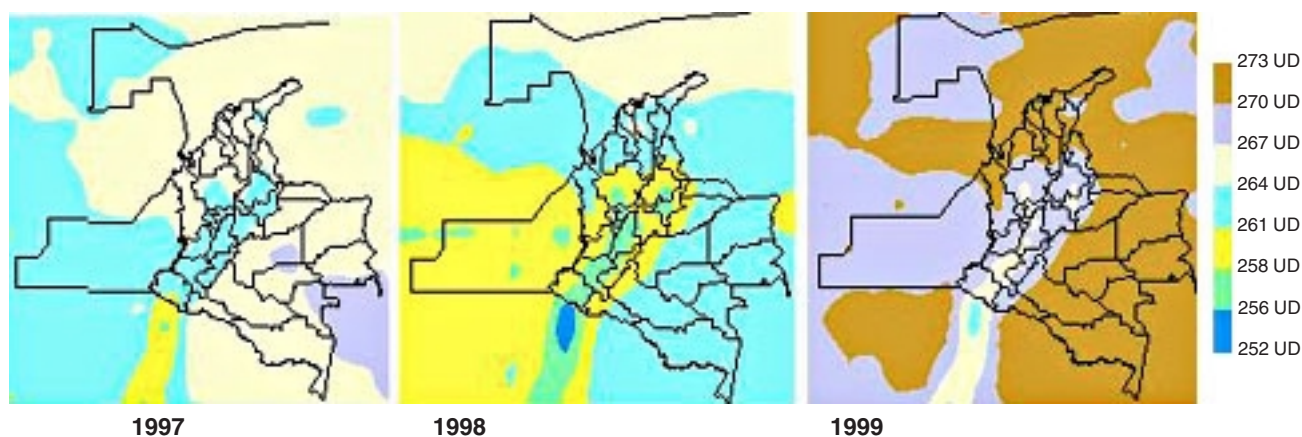


Figura 3.18. Concentraciones de ozono en la columna total de la atmósfera (UD), correspondiente a 1997-1999, obtenidas a partir de las mediciones satelitales del Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrometer. (Fuente: EP/TOMS NASA)

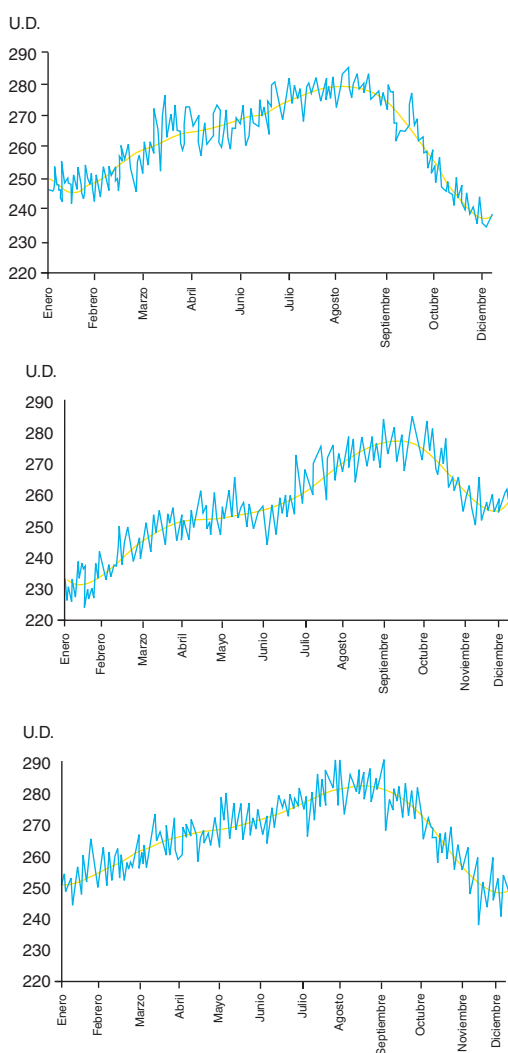


Figura 3.14. Ciclo anual de las concentraciones de ozono en la columna total de la atmósfera (UD), correspondiente a 1997-1999, para Bogotá (latitud: 4,51, longitud: -74,08 y altitud: 2.632 m), obtenidas a partir de las mediciones satelitales del Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrometer. (Fuente: EP/TOMS NASA)

Circulación atmosférica

Durante la mayor parte de 1997, el IOS presentó valores negativos, lo que está relacionado con el evento cálido del Pacífico de 1997-1998.

El seguimiento permanente efectuado sobre los procesos relacionados con la variabilidad climática interanual, en particular, los que tienen que ver con los fenómenos del ciclo El Niño-La Niña-Oscilación del Sur, muestra que las condiciones cálidas de la superficie del mar en los sectores central y oriental del Pacífico tropical continuaron intensificándose hasta finales de 1997 y comienzos del año siguiente.

Para diciembre de 1997, las aguas de la superficie del mar cercanas a las costas de América del Sur registraron un calentamiento extremo, presentando anomalías en la temperatura de la superficie del mar (TSM) en torno a los 5 °C. En el nivel subsuperficial, la TSM registró en el sector oriental del Pacífico tropical, entre los 50 y 100 m de profundidad, un calentamiento del orden de 9 °C por encima de lo normal. Durante casi todo el periodo de duración del evento, los vientos en niveles bajos en una extensa área del Pacífico ecuatorial soplaron anómalamente del oeste; igualmente la TSM estuvo caracterizada por una convección más intensa que la de los meses precedentes. La temporada de ciclones tropicales, iniciada en junio en el mar Caribe, en el Golfo de México y en el océano Atlántico tropical, no mostró mayor actividad en los últimos meses de 1997.

A partir de enero de 1998, las anomalías de carácter oceánico comenzaron a disminuir, en tanto que el índice de la Oscilación del Sur alcanzó su valor más bajo (-3.3). En los meses siguientes el Fenómeno Cálido continuó perdiendo intensidad. A mediados de año se comenzaron a presentar las primeras anomalías negativas de la TSM y el

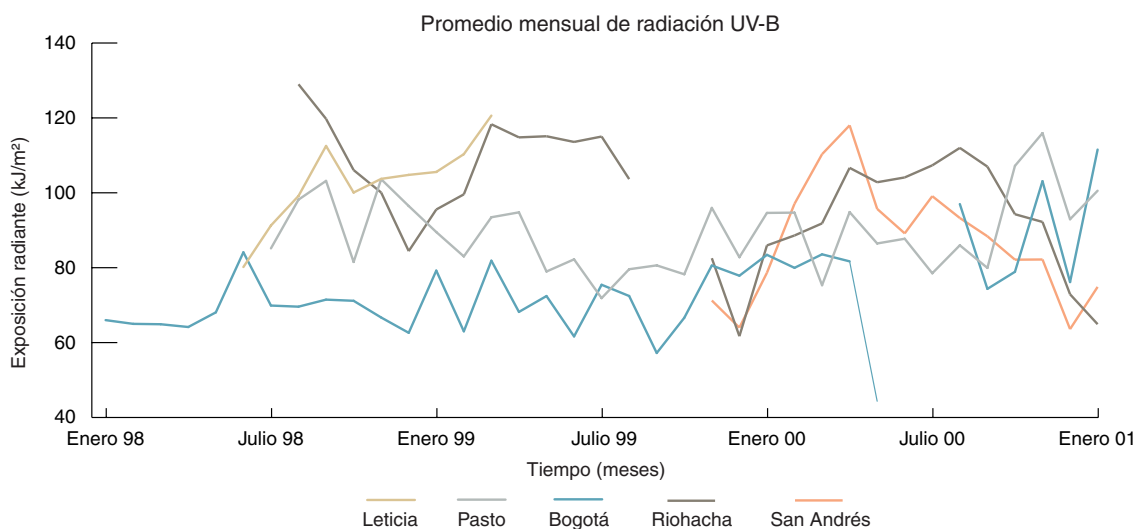


Figura 3.20. Radiación ultravioleta uv-A en cinco ciudades del país.

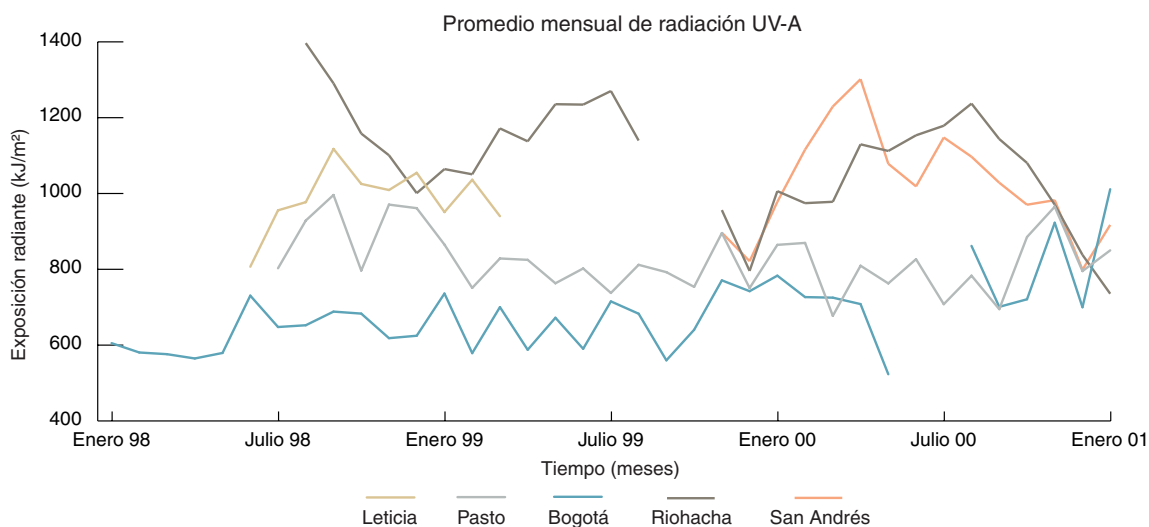


Figura 3.21. Radiación ultravioleta uv-B en cinco ciudades del país.

nivel del mar en el Pacífico central, iniciándose de esta manera la fase fría asociada al Fenómeno La Niña.

Con la aparición en marzo de 1999 de anomalías positivas cercanas a 1 °C en el Pacífico oriental, se inició la culminación del primer pulso de la fase fría –La Niña–, extendido desde junio de 1998 hasta mayo de 1999. Un segundo pulso comenzó en agosto de 1999 y llegó hasta mayo de 2000, con una característica similar al anterior en cuanto a la presencia durante el trimestre marzo-mayo de aguas frías en el Pacífico central y a las anomalías positivas mayores de 1 °C en el Pacífico oriental, ocasionadas posiblemente por una reducción de la intensidad de los vientos alisios en ese sector.

A nivel subsuperficial, los núcleos fríos, de hasta 6,0 °C por debajo de lo normal que aparecieron a comienzos de 1999 en el Pacífico oriental, se fueron disipando paulatinamente durante el primer trimestre de 2000, de

tal forma que para mediados de año el campo térmico subsuperficial del océano presentaba temperaturas del agua muy cercanas a sus valores históricos.

Los procesos convectivos en el Pacífico central, vistos a través de los valores de la radiación de onda larga saliente, estuvieron prácticamente suprimidos durante el tiempo de ocurrencia de los dos pulsos citados arriba. El campo de viento en superficie fue intenso en particular en las regiones central y centrocidental del Pacífico tropical, con la ocurrencia de anomalías positivas durante la mayor parte del periodo considerado.

Durante la mayor parte del periodo analizado, la presión atmosférica en el nivel del mar en el Pacífico tropical central se caracterizó por anomalías positivas, entre 1 y 2 hPa. El índice de la Oscilación del Sur se caracterizó por valores positivos, típicos de las fases frías, registrando su valor máximo (2.0) en enero de 1999.

Condiciones del tiempo

El tiempo es la manifestación de la dinámica de la atmósfera en un lugar y momento determinados.

La dinámica de la atmósfera al distribuir la masa (vapor de agua y otros gases) y la energía (calor y movimiento) genera variaciones espaciotemporales de elementos como la temperatura, la presión y la humedad, lo cual produce en un lugar y tiempo determinados condiciones cálidas o frías, húmedas o secas, de cielo nublado o de cielo despejado, situaciones de lluvia, etc. Estos fenómenos, que son la manifestación de la dinámica de la atmósfera y en términos generales se conocen como estado del tiempo, influyen en el desarrollo de todos los procesos que suceden en el planeta, particularmente en la actividad humana.

Estado del tiempo sobre el territorio colombiano

Las variaciones en el estado del tiempo influyen en todo tipo de actividad humana y, por ende, en la vida del país. Dada la importancia de este elemento, el Ideam dedica gran parte de su actividad a conocer mejor los procesos que determinan el estado del tiempo, a diagnosticarlo y preverlo con el propósito de servir a la comunidad.

El Ideam dispone de información para identificar los procesos que determinan el tiempo en Colombia. Entre ellos cabe destacar por su incidencia, los conocidos como: perturbaciones de la Zona de Confluencia Intertropical, ondas del este del Caribe, huracanes, sistemas sinópticos de la Amazonia, sistemas sinópticos del Pacífico, influencia de vaguadas de latitudes medias del hemisferio Norte.

Perturbaciones de la Zona de Confluencia Intertropical

La zona de confluencia intertropical (ZCIT) presenta periódicamente actividad asociada con fuertes precipitaciones, debido a procesos ondulatorios en ella. Un ejemplo de estos procesos son las agrupaciones organizadas de nubes de 2.000 km de extensión, aproximadamente. Estos sistemas de nubes se propagan hacia el oeste en la ZCIT.

En las imágenes de satélite puede observarse fácilmente este tipo de formaciones en la ZCIT, cuyo ciclo de vida varía entre tres y seis días. La separación longitudinal de las bandas nubosas es de 3.000 a 4.000 km, correspondiente a un rango de periodo para este tipo de perturbación de cuatro a cinco días.

Ondas del este del Caribe

Son esencialmente disturbios de tipo ondulatorio en la rama noreste de los vientos alisios del este tropical sobre el mar Caribe. La importancia de las ondas del este, frecuentes en la temporada lluviosa del norte del país, radica en que con el paso de una de estas ondas se producen alteraciones en el estado del tiempo en un radio de 1.000 km. El tiempo se va deteriorando paulatinamente, aumentando la nubosidad y las precipitaciones acompañadas de tormentas eléctricas; además, cuando se intensifican, éstas pueden dar origen a los huracanes. Se desplazan 500 a 700 km por día.

La mayoría de estas ondas del este están precedidas de un tiempo caracterizado por pocas nubes y ausencia de lluvias y nieblas. La nubosidad se incrementa a medida que se aproxima el eje de la onda y luego comienza a observarse núcleos nubosos y a presentarse algunos chubascos. El viento cambia de dirección del noreste al este. La temperatura no sufre mayores cambios o pasa a ser ligeramente más alta. A la derecha del eje, el viento gira del este al sureste acompañado de abundantes precipitaciones y de fuerte actividad de tormentas. Una vez que la onda, en su avance hacia el oeste, ha cruzado sobre determinado lugar y se aleja de él, las condiciones del tiempo se normalizan y se imponen nuevamente los vientos alisios.

Si se presentan tormentas al oeste de la vaguada, es decir, antes del cruce de su eje, indica que la onda se ha inestabilizado, pudiendo entonces intensificarse y dar origen a un huracán.

Las ondas débiles son a menudo difíciles de localizar con exactitud, pues van acompañadas de pocos cambios del tiempo y solamente producen un incremento en la nubosidad sobre tierra, en horas diurnas, y sobre el mar, en horas nocturnas.

Huracanes

El huracán es un ciclón tropical violento que se origina sobre el océano Atlántico tropical y el mar Caribe entre los 5° y 20° de latitud norte, donde las aguas marítimas son muy cálidas, durante los meses de junio a noviembre –en especial entre agosto y octubre–, y con un promedio anual de ocurrencia de cinco eventos por año. Los huracanes son identificados con nombres de personas de acuerdo a una lista previa en sucesión alfabética, alternando los nombres masculinos y femeninos.

El huracán se caracteriza por vientos fuertes, con intensidades que superan los 119 kph, y bandas de nubes en forma espiral que producen abundante lluvia y se extien-

den a distancias entre 300 y 500 km de su centro. Se desplazan como remolinos, generalmente de este a oeste, con una ligera tendencia hacia el norte. Su centro –denominado ojo del huracán– es una área casi libre de nubosidad con vientos débiles en un radio de acción de 10 a 30 km. Bordeando el ojo del huracán se encuentra la pared del ojo, constituida por un anillo de nubes cúmulo-nimbus que producen lluvias intensas y vientos muy fuertes.

Los ciclones tropicales se forman por la intensificación de perturbaciones tropicales, como las producidas en las ondas del este, que originan vientos cada vez más fuertes. Cuando los vientos alcanzan 37 kph, el ciclón desarrollado se clasifica como depresión tropical; si pasa de 65 kph, el sistema es denominado tormenta tropical, y al exceder los 119 kph, la tormenta se designa oficialmente como huracán. Cuando el huracán decae, la tormenta se degrada invirtiendo la misma clasificación.

La parte más peligrosa y destructiva del huracán está cerca del ojo, en general, en el lado norte. Los mayores daños y la pérdida de vida que generan resultan de las inundaciones en áreas costeras a causa de marejadas y brisas fuertes. El ciclo de vida medio es de nueve días, aunque parece que en agosto tienen una mayor duración, con periodos de 12 días en promedio.

La costa caribeña colombiana y el archipiélago de San Andrés y Providencia se ven afectados por huracanes, aunque con baja frecuencia comparada con otras áreas del Caribe. Los mayores daños son causados por los vientos fuertes, lluvias intensas y marejadas en las zonas costeras; hacia el interior del país los efectos nocivos están asociados con inundaciones, deslizamientos de tierra y, en menor intensidad, con los vientos fuertes. Durante los últimos 10 años, el país ha sido amenazado por tres huracanes: *Joan*, en octubre de 1988, que atravesó la península de La Guajira y cruzó al sur de San Andrés, originando la pérdida de algunas vidas humanas e incalculables daños en los bienes materiales; en octubre de 1995, el huracán *Roxanne* que se desarrolló al norte de San Andrés, dando lugar a la generación de lluvias intensas en el archipiélago, y el huracán *Cesar* que, en julio de 1996, produjo cambios significativos en el estado del tiempo en el sector norte de Colombia, a su paso por el norte de la península de La Guajira con rumbo hacia la isla de San Andrés, a la que se aproximó bastante por el lado sur.

Estimación del peligro de los huracanes

Todos los huracanes son peligrosos, pero algunos más que otros. Los vientos, la marea de tormenta, la precipitación y otros factores determinan su potencia destructiva. La escala de huracanes Saffir/Simpson (*ta-*

bla 3.3) define cinco categorías de riesgo de amenaza cuando se aproxima un huracán, para así prever el desastre potencial de un huracán. A continuación se presentan los efectos de las diferentes categorías:

Categoría 1

Las carreteras en terrenos de baja elevación cerca de las costas son inundadas. Se pueden presentar daños a muelles y botes pequeños sin anclaje. Se producen daños, principalmente en árboles, arbustos y plantaciones agrícolas. Aunque no se observan daños significativos a estructuras fuertes, pueden ocurrir daños a rótulos y estructuras de madera débiles que no estén bien aseguradas al terreno.

Categoría	Riesgo	Presión (hpa)	Vientos (kph)	Marea de tormenta (metros)
1	Mínimo	>980	118-153	1,0-1,5
2	Moderado	980-965	154-177	1,6-2,2
3	Extensivo	964-945	178-209	2,3-3,3
4	Extremo	944-920	210-250	3,4-4,5
5	Catastrófico	<920	>250	>4,5

Tabla 3.3. Escala de Saffir-Simpson para la clasificación de huracanes.

Categoría 2

Las carreteras cerca de la costa quedan intransitables debido a las marejadas que se presentan 2 a 4 h antes de la llegada del huracán. Se requiere el desalojo de algunos residentes costeros y de terrenos bajos. Hay daños considerables en plantas y árboles. Se pueden presentar daños mayores en estructuras mal construidas, como también en techos, puertas y ventanas de algunos edificios. Se presentan daños considerables en muelles y embarcaderos. Las embarcaciones pueden desprenderse de sus amarras en los muelles.

Categoría 3

La costa y terrenos llanos con elevación menor a 1,5 m pueden verse inundados hasta 10 km tierra adentro. Muchas estructuras pequeñas cerca de la costa son destruidas o seriamente averiadas. Las rutas de escape de baja elevación se tornan intransitables 3 a 5 h antes de la llegada del ojo del huracán. Se requiere el desalojo de residentes de zonas inundables. Se pueden destruir pequeñas estructuras, en particular aquellas de madera. Los edificios cerca de la playa se ven afectados por el fuerte oleaje.

Categoría 4

Los terrenos con elevación igual o menor a 3 m sobre el nivel del mar pueden ser inundados mas allá de 10 km tierra adentro. Las rutas de escape de baja elevación se pueden volver intransitables 3 a 5 h antes de la llegada del ojo del huracán. Hay daños mayores a la planta baja de las estructuras cerca de la playa. Erosión significativa en las playas, daño significativo a estructuras. Se requiere el desalojo masivo de residentes que viven a 500 m de la costa y en zonas inundables.

Categoría 5

Se registran daños mayores en los primeros pisos de estructuras en terrenos con elevación igual o menor a 4,5 m sobre el nivel del mar. Las rutas de escape se hacen intransitables 3 a 5 h antes de la llegada del ojo del huracán. Los árboles y arbustos son arrancados, se presenta destrucción de plantaciones agrícolas, techos y rótulos, destrucción completa de muchas estructuras. Se requiere el desalojo masivo de residentes que viven a 500 m de la costa o cerca de la playa y varios kilómetros tierra adentro.

Sistemas sinópticos de la Amazonia

En Suramérica, entre mayo y noviembre, particularmente a mediados de año, es relativamente común ver cómo las masas frías del Polo Sur se mueven hasta los 5º de latitud y en algunas ocasiones atraviesan el ecuador. Al incursionar en zonas tropicales, este aire se inestabiliza y da lugar a la formación de líneas de inestabilidad, que originan bandas nubosas productoras de abundantes precipitaciones en la Amazonia colombiana. Eventualmente cuando estos sistemas son intensos, pueden llegar a ocasionar descensos significativos de la temperatura en la Amazonia y modificar el estado del tiempo a lo largo de la cordillera Oriental y parte de la Orinoquia colombiana.

Otro sistema que incide sobre la circulación atmosférica del sureste del país corresponde al sistema de baja presión en niveles bajos de la cuenca amazónica, sistema denominado la baja de la Amazonia. Este sistema semipermanente se desplaza, en enero, desde el norte de Bolivia hasta el extremo sureste de Colombia, en julio. Esta baja, a medida que se aproxima al territorio nacional, contribuye a intensificar la convección y, en consecuencia, las precipitaciones en el suroriente en la Amazonia colombiana, particularmente a mitad del año.

Sistemas sinópticos del Pacífico

La circulación atmosférica en el Pacífico tropical oriental frente al litoral colombiano, entre los meses de

marzo a diciembre y particularmente entre junio y septiembre, está caracterizada por el recurvamiento de los vientos alisios, tomando direcciones del sur con componente oeste. Este fenómeno, junto con el flujo de los vientos del este, dominantes sobre el mar Caribe, favorecen el desarrollo de un sistema de baja presión conocido como la baja anclada de Panamá, que da origen a movimientos verticales ascendentes y a la formación de nubes de gran desarrollo vertical. Por otro lado, las condiciones térmicas de las aguas cálidas del océano en esa zona, la humedad proporcionada por él y las condiciones fisiográficas que representan los Andes colombianos, refuerzan los movimientos verticales del aire. La conjunción de estas condiciones propicia el desarrollo de conglomerados nubosos con gran actividad convectiva, que originan fuertes precipitaciones, incluso en las horas de la noche, acompañadas de tormentas eléctricas. Este sistema en promedio tiene un radio de acción de 1.000 km y afecta, no sólo a la parte oceánica colombiana, sino también a la parte continental correspondiente al litoral Pacífico y a sectores de la cordillera Occidental. Cuando este sistema es bastante intenso puede extenderse hasta la cordillera Oriental y modificar significativamente el tiempo de la región Andina.

Influencia de vaguadas de latitudes medias del hemisferio Norte

Un tipo especial de ondas en los vientos estes del trópico, que se suele designar como ondas inducidas en los estes, se produce principalmente durante diciembre y marzo.

Con el avance del aire frío que acompaña a los frentes de latitudes medias del hemisferio Norte, se observa que el eje de baja presión (vaguada) genera una ondulación en los alisios en el Caribe manifestada por un cambio en el tiempo, con incrementos en la nubosidad y las precipitaciones en sectores del norte y centro del país por un periodo aproximado de tres días. Una vez que ha cesado la influencia de las vaguadas, las condiciones del tiempo retornan a su normalidad.

Otro tipo de perturbación, observado entre diciembre y febrero sobre el litoral colombiano y asociado con las vaguadas de latitudes medias del hemisferio Norte sobre el mar Caribe, se presenta en el campo del viento y se manifiesta por la intensificación de los alisios, que ocasionan fuertes brisas de mar en los sectores costeros. La interacción de este sistema con las aguas marinas super-

ficiales da origen a un oleaje entre moderado y fuerte que se desplaza hacia el litoral colombiano –algunas veces denominado mar de leva– y que puede dar lugar a la invasión de aguas marinas en las zonas costeras bajas.

Sistemas sinópticos (1997-1999)

1997 se inició con un comportamiento sinóptico atípico, ya que dos sistemas anticiclónicos –uno ubicado en el mar Caribe y otro, en la Orinoquia– bloquearon el avance normal de la Zona de Confluencia Intertropical (ZCIT) hacia el sur, dejándola en el centro de la región Andina la mayor parte del periodo; también favorecieron la presencia de un área de baja presión en medio de ellas, situación que propició una activación de la ZCIT.

A partir de marzo, cuando se observó el inicio del Fenómeno Cálido del Pacífico, la circulación atmosférica presentó cambios notables: los sistemas de mal tiempo provenientes del hemisferio Norte, normales para la temporada abril-diciembre, fueron bloqueados por la inusual actividad de sistemas anticiclónicos en el Atlántico central y occidental, con valores superiores a 1.036 hPa; simultáneamente, las perturbaciones tropicales en el océano Atlántico, normales a partir de mayo, no tuvieron la frecuencia ni la actividad que suelen tener en aguas del Caribe, debilitándose así otro de los elementos generadores de la precipitación en el país. Finalmente, la ZCIT se mantuvo al sur de su posición normal en forma fraccionada, debido a la notable actividad de los sistemas de circulación anticiclónica.

La configuración del campo de presión y la circulación general de la atmósfera, observadas durante enero y febrero de 1998 propiciaron que los sistemas de alta presión del Caribe, más intensos de lo normal, se ubicaran en el Atlántico central, permanecieran allí por más tiempo de lo usual y extendieran su influencia sobre el centro y occidente del mar Caribe y el norte de Suramérica, regiones donde predominaron cielos despejados y tiempo seco. Durante los meses siguientes –entre marzo y agosto– se inició la normalización paulatina de los procesos atmosféricos, que permitió el usual desplazamiento de la ZCIT hacia el norte; sin embargo, la mayor actividad convectiva se presentó durante la primera temporada lluviosa de marzo a mayo, como efecto de la interacción con ejes de vaguada profundos asociados a sistemas frontales que avanzaron desde la península de la Florida hasta alcanzar latitudes tropicales. A partir de la segunda quincena de septiembre el campo de presión propició que los sistemas anticiclónicos se debilitaran y se ubicaran más al norte y al oriente de su posición media, favoreciendo la trayectoria de los huracanes hacia latitudes más bajas.

Esta situación tuvo repercusiones en el comportamiento de los sistemas que determinan el estado del tiempo a nivel nacional: así, por ejemplo, durante enero y febrero fue menos frecuente de lo normal el ingreso de sistemas atmosféricos de latitudes medias sobre el territorio del mar Caribe –por lo general este ingreso produce reactivaciones temporales de las lluvias en el país–. Durante los meses siguientes se dieron condiciones favorables para el desarrollo de los sistemas propios de la época, los cuales presentaron una actividad por encima de la normal.

En 1999, a diferencia del año anterior, la distribución del campo de presión y la circulación atmosférica favorecieron que los sistemas anticiclónicos del hemisferio Norte fueran menos intensos que lo normal durante los primeros tres meses, permitiendo una mayor aproximación de los sistemas frontales a latitudes más tropicales y originando cambios significativos en el comportamiento de la precipitación en Colombia durante este periodo. Durante marzo y agosto estos sistemas presentaron valores muy cercanos a los tradicionales, con intervalos muy cortos de tiempo en los que los valores de presión llegaron a estar ligeramente más altos, pero desplazados ligeramente al norte. Durante septiembre y noviembre la influencia de estos sistemas no fue característica: es así como a finales de octubre se formó un sistema de baja presión cerca de San Andrés y Providencia, que alcanzó a desarrollarse hasta la fase de depresión tropical. Durante este año, el sistema de baja presión que se presenta en el norte del Pacífico colombiano, se vio muy perturbado por el paso de las ondas tropicales. Los sistemas nubosos procedentes del Brasil tampoco fueron muy notorios durante este año.

La Zona de Confluencia Intertropical se mantuvo activa durante casi todo el año: los primeros meses, por efecto de la interacción con las vaguadas del hemisferio Norte, que persistieron hasta finales de marzo, favorecieron su desplazamiento un poco más al norte de lo normal, con grandes núcleos convectivos a lo largo de este sistema, ocasionando fuertes lluvias en el centro y sur del país, situación anómala para la época. Por el otro lado, la interacción de las ondas tropicales del este, que persistieron hasta noviembre, mantuvieron activa la ZCIT durante casi todo el año. La nubosidad asociada con este sistema se ubicó, a mitad de año, entre los 5° y 10° de latitud norte cerca de Suramérica en el Atlántico y entre los 4° y 8° norte sobre el Pacífico oriental cerca de las costas colombianas. El comportamiento de este sistema se fue normalizando al finalizar 1999.

Durante este año, las ondas tropicales del este comenzaron a presentarse a partir de mayo y se prolonga-

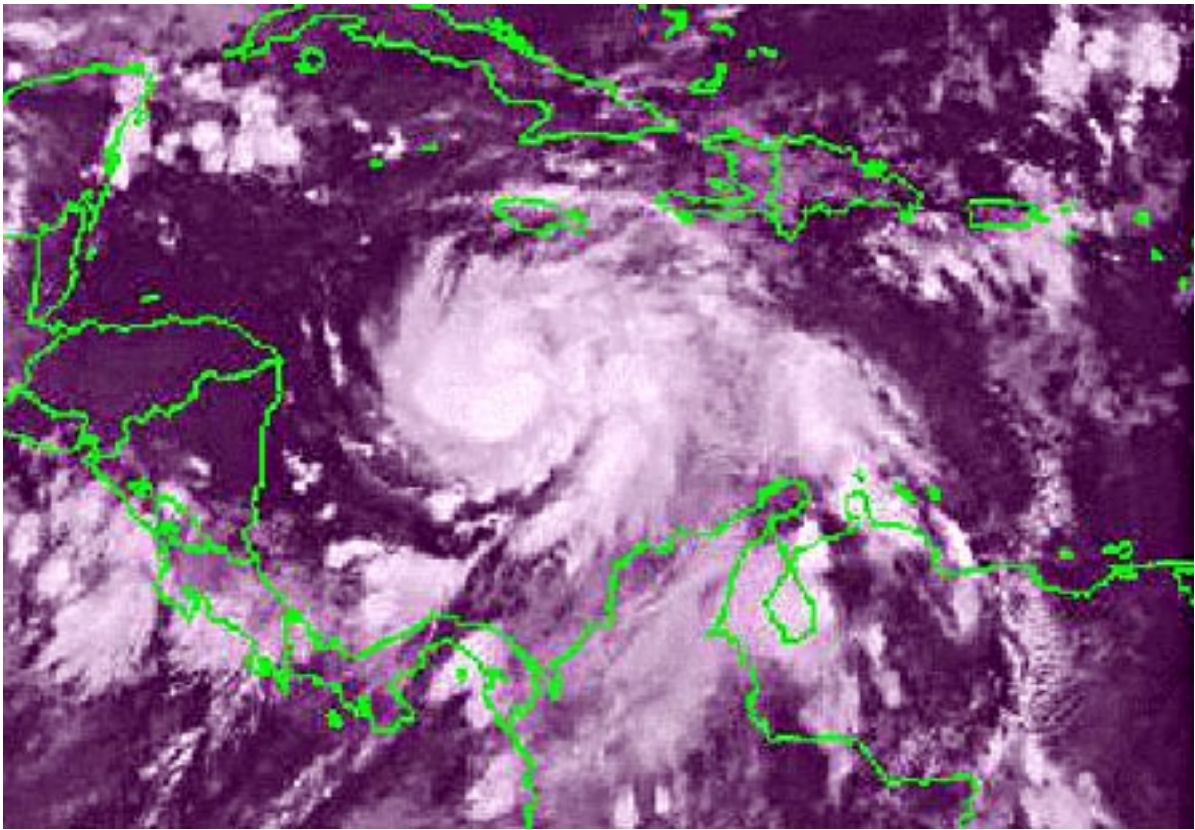


Figura 3.17. Imagen visible del satélite GOES-8, del 24 de octubre de 1998, cuando el *Mitch* pasó de tormenta tropical a huracán. (Fuente: NOAA)

ron hasta noviembre; fueron continuas y transitaban cada vez más cerca al continente americano, desplazándose sobre el Atlántico tropical cerca de los 12° de latitud norte y sobre el mar Caribe, en los 18° de latitud norte.

La baja anclada de Panamá, responsable en gran parte de las lluvias en la región Pacífica, se presentó entre ligera y moderadamente activa durante casi todo el periodo; las ondas tropicales del este al llegar allí propiciaron una fuerte actividad convectiva.

Fenómenos meteorológicos destacados (1997-1999)

Uno de los fenómenos meteorológicos observados durante el periodo 1997-1999 fueron los vendavales que ocurrieron en diferentes zonas del territorio nacional.

Huracanes

La temporada de huracanes de 1997 en Colombia fue tranquila puesto que no se desarrolló ningún sistema ciclónico de importancia, que representara peligro para la comunidad del Caribe colombiano.

Ya casi para finalizar la temporada de huracanes de 1997, el 21 de noviembre, se formó en el suroeste del mar

Caribe un sistema de baja presión de 1.007 hPa, provocando fuertes lluvias –alrededor de 213 mm en un intervalo de 17 h– que generaron inundaciones en la isla de San Andrés. Este valor de precipitación en 24 h se constituyó en el segundo valor máximo para el mes de noviembre de acuerdo con los registros históricos (1959-1997).

La temporada de huracanes de 1998 fue extremadamente activa. Hubo 14 ciclones tropicales con nombre, más que el promedio (10) y el doble de 1997: cuatro fueron tormentas tropicales y diez alcanzaron la categoría de huracán. Muchos de estos ciclones se desarrollaron en un periodo de 35 días (19 de agosto a 23 de septiembre), cuando se formaron diez tormentas tropicales, de las cuales siete se convirtieron en huracán. De manera inusual desde 1893, en un solo día –el 25 de septiembre– se presentaron simultáneamente cuatro huracanes en el Atlántico, en contraste con 1997, cuando entre agosto y septiembre se formó únicamente el huracán *Erica*.

Otro aspecto de esta temporada de huracanes de 1998 fue el inicio tardío de la actividad de ciclones tropicales, con la aparición de la primera tormenta tropical (*Alex*) el 27 de julio y su terminación en noviembre, con una actividad ciclónica bien definida: la tormenta tropical *Nicole* se formó el 24 de noviembre y el 29 se convirtió en huracán, para disiparse el 1° de diciembre. Fue en

esta temporada cuando se presentó el huracán *Mitch*, el cuarto más intenso registrado en la cuenca del Atlántico y el más fuerte observado en un mes de octubre; el *Mitch* es considerado como uno de los más destructivos, dejando a su paso numerosas muertes en América Central.

La inactividad durante junio y julio fue seguida por una fuerte actividad en agosto y septiembre; en agosto de 1998 se formaron el huracán *Bonnie*, la tormenta tropical *Charlie* y el huracán *Dannielle*; ninguno de ellos se desplazó por el mar Caribe y no tuvieron efectos directos sobre el Caribe colombiano. En septiembre se intensificó la actividad ciclónica y se registraron siete eventos, cinco con características de huracán (*Earl*, *Georges*, *Iván*, *Jeanne* y *Karl*) –*Georges* se hizo presente en Caribe colombiano– y dos tormentas tropicales (*Frances* y *Hermine*). Durante octubre y noviembre se registraron los huracanes *Lisa*, *Mitch* y *Nicole*, el segundo de éstos (*Mitch*) formado en aguas marítimas colombianas.

Mitch en territorio colombiano

Hacia el 19 de octubre, una onda tropical de gran desarrollo nuboso hizo su aparición en el sur del mar Caribe, atravesando en el transcurso de los dos días siguientes, de este a noroeste, las áreas marítimas colombianas. El 22 en la madrugada este sistema tropical se convirtió en una depresión tropical, ocupando un área entre el litoral Atlántico colombiano y el departamento de San Andrés y Providencia; su centro se ubicaba a unos 360 km al este de la isla de San Andrés, y ya en la tarde fue catalogada como tormenta tropical con el nombre de *Mitch*, alcanzando vientos máximos de 74 kph; su desplazamiento fue lento y errático, casi estacionario. Al día siguiente, en la mañana, el sistema daba muestras de desorganización en su estructura central, aunque en su periferia se formaron bandas nubosas en forma de espiral procedentes del Pacífico, luego de atravesar el noreste del territorio continental colombiano y el sur de América Central, para converger en el centro de la tormenta tropical.

El día 24, *Mitch* intensificó sus vientos, cruzando el umbral de los 117 kph, para ser clasificado como huracán (figura 3.17). Con vientos máximos de 150 kph, inició un movimiento hacia el norte, manteniéndose a una distancia de 350 a 400 km de la isla de San Andrés. En las primeras horas de la noche, *Mitch* cambió intempestivamente de rumbo hacia el oeste, acercándose al cayo Serranilla durante la mañana del 25. Al finalizar el día el huracán se alejó lentamente del territorio marítimo colombiano, estacionándose posteriormente frente a la costa norte de Honduras, en el golfo del mismo nombre. *Mitch* permaneció casi estacionario en este sitio durante cinco

	Promedio	Predicción	Real 1999
Ciclones con nombre	9,3	14	12
Huracanes	5,8	9	8
Huracanes intensos	2,2	4	5

Tabla 3.4. Actividad ciclónica en el Caribe, el Golfo de México y el océano Atlántico para 1999.

días, castigando con fuertes lluvias y vientos a Honduras, Nicaragua y Guatemala.

Durante la temporada de huracanes de 1999 se presentaron 16 ciclones tropicales: cuatro fueron depresiones tropicales; cuatro, tormentas tropicales, y ocho, huracanes; de éstos, cinco alcanzaron la categoría cuatro.

En junio y julio la actividad ciclónica se presentó dentro de lo normal: en junio se formó la tormenta tropical *Arlene* y en julio, la depresión tropical N° 2. La temporada fue más activa durante agosto y octubre, en el primer mes se formaron cuatro ciclones tropicales: los huracanes *Bret*, *Cindy*, *Dennis* y la tormenta tropical *Emily*. *Bret* y *Cindy* fueron huracanes de categoría cuatro. Posteriormente, en septiembre, se desarrollaron cuatro ciclones tropicales: la depresión tropical N° 7, los huracanes *Floyd* y *Gert* y la tormenta tropical *Harvey*; los huracanes *Floyd* y *Gert* alcanzaron la categoría cuatro. En octubre la actividad ciclónica fue mayor, con cinco ciclones tropicales: dos depresiones tropicales, las N° 11 y 12, los huracanes *Irene* y *José* y la tormenta tropical *Katrina*. En noviembre se presentó el huracán *Lenny*, que alcanzó la categoría cuatro.

Los ciclones que por su intensidad y características afectaron mayormente a las zonas costeras e insulares fueron: el huracán *Floyd*, que produjo muchos efectos sobre la costa este de los Estados Unidos; el huracán *Gert*, con fuertes vientos sobre las Bermudas; el huracán *Irene*, que afectó con lluvias torrenciales y fuertes vientos el suroccidente de la isla de Cuba y el sur de la península de La Florida; la tormenta tropical *Katrina*, que alcanzó a producir algunos efectos sobre las islas de San Andrés y Providencia con lluvias torrenciales, para dirigirse luego a la costa atlántica de Nicaragua, donde produjo también lluvias intensas, y, en Colombia, el huracán *Lenny* que, debido a su trayectoria paralela a la costa Atlántica, produjo lluvias fuertes junto con un gran oleaje, de hasta 5 m de altura en las zonas costeras de los departamentos de Bolívar, Atlántico, Magdalena y La Guajira y de menor elevación en las zonas costeras de Córdoba y Sucre.

Para fines comparativos de la actividad ciclónica durante la temporada de huracanes de 1999, se presentan los promedios para ese año, las predicciones de William Gray y los datos reales (tabla 3.4).

Lenny y su paso por el mar Caribe

El huracán *Lenny* nació el 12 de noviembre de 1999 de un sistema de baja presión (1008 hPa) al noroeste del mar Caribe, muy cerca del cayo Serranilla en aguas marítimas colombianas; el 13, al finalizar la mañana, cuando se encontraba ubicado aproximadamente a 530 km al norte de la isla de San Andrés y a 300 km al sur de las islas de Gran Caimán, se convirtió en una depresión tropical, la N° 16 de la temporada ciclónica de 1999, con un valor de presión atmosférica de 1003 hPa en su parte central, vientos máximos de 55 kph y ráfagas hasta de 75 kph.

Este sistema comenzó a desplazarse hacia el oriente a unos 15 kph el día 14 en la tarde, cuando se ubicaba a 500 km al noreste de San Andrés, y a 285 km al suroccidente de Kingston (Jamaica) alcanzó la categoría de tormenta tropical, con vientos máximos de 111 kph y presión atmosférica de 988 hPa. Se le asignó entonces el nombre de *Lenny*; en menos de 2 h sus vientos máximos se incrementaron a 130 kph, alcanzando la categoría de huracán.

Como huracán se mantuvo durante los días 14 a 18 de noviembre, y en la mañana del 19 se convirtió nuevamente en tormenta tropical. *Lenny* como huracán alcanzó la categoría 3 el día 16 en la mañana, con vientos máximos de 185 kph, y categoría cuatro, con vientos máximos de 231 kph.

Durante el siglo XX se han contabilizado tres eventos de tormentas tropicales moviéndose desde el suroccidente del mar Caribe hacia el nororiente de esta cuenca (en 1901, 1932 y 1955), pero es la primera vez que un huracán (*Lenny*) presenta un movimiento desde el occidente del mar Caribe hacia el oriente, atravesando el norte de las Antillas Menores; por esta razón *Lenny* se desplazó de manera inusual durante la mayor parte del periodo con velocidades de desplazamiento entre 9 y 22 kph, pasando al sur de las islas de Gran Caimán, Jamaica, República Dominicana, Puerto Rico, muy cerca de las islas de Saint Maarten y sobre San Bartolomé, quedándose casi estacionario entre los días 18 y 19, cuando nuevamente se dirigió hacia el oriente-suroriente hasta convertirse en depresión tropical el día 21, para convertirse el día 22 en un sistema de baja presión de 1002 hPa en el Atlántico central.

El huracán *Lenny* a su paso por el mar Caribe produjo oleajes de hasta 5 m de altura en zonas costeras de los departamentos de Bolívar, Atlántico, Magdalena y La Guajira, y con menor elevación, en las zonas costeras de Córdoba y Sucre; causando a su paso problemas ambientales.

El clima colombiano

El clima de Colombia es muy variado, tanto a lo largo de su territorio como a través del tiempo. Esta diversi-

dad climática está determinada en gran medida por la ubicación geográfica y por las características fisiográficas del territorio colombiano. La diversidad climática colombiana es un recurso importante del país, y las variaciones del clima juegan un papel importante en las diferentes formas de actividad humana en él.

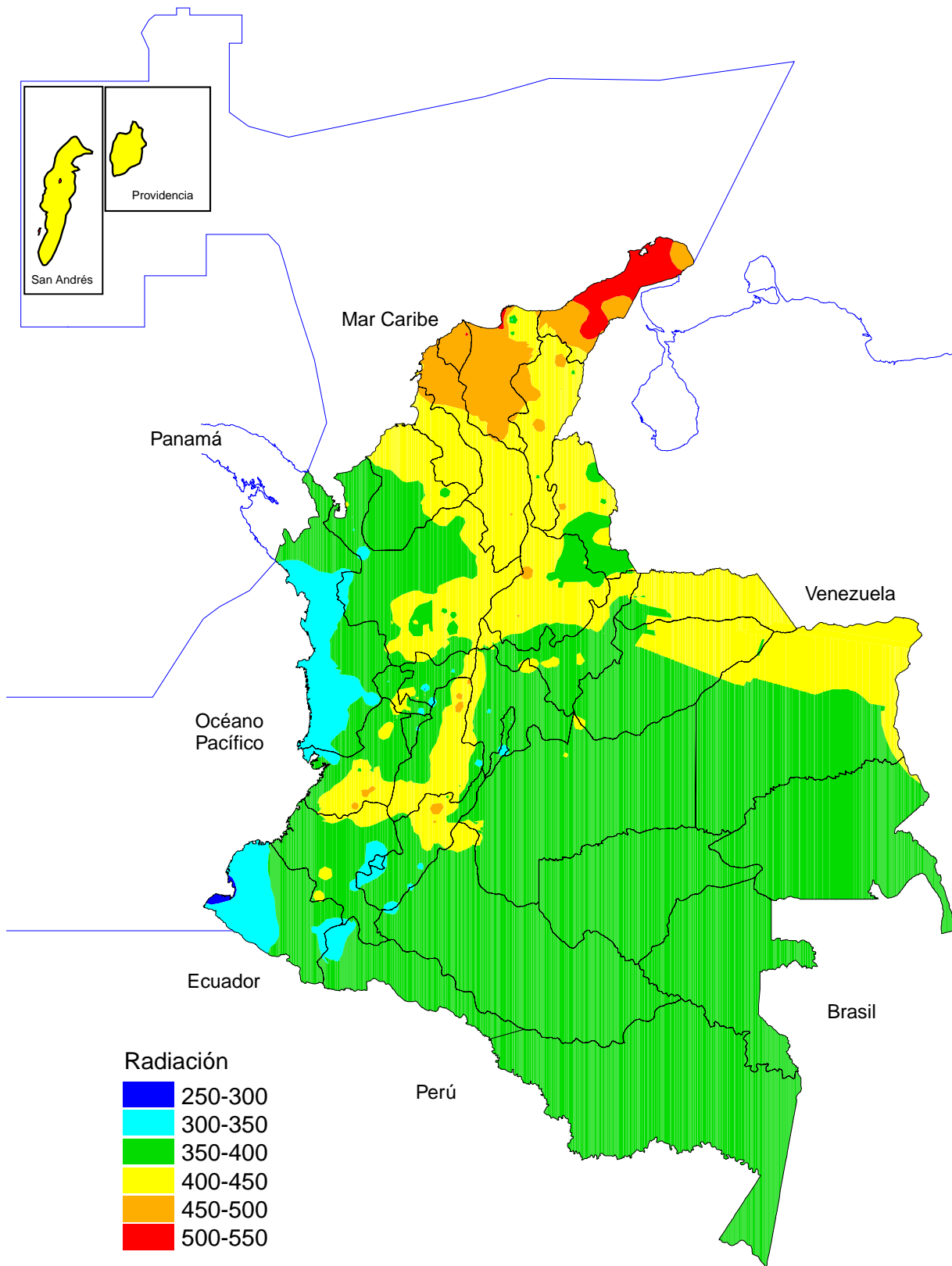
Radiación solar

La principal fuente de energía para casi todos los procesos atmosféricos la constituye la energía radiada por el Sol hacia la Tierra, en el rango de la onda corta entre 0,1 mm hasta aproximadamente 30 mm, y las unidades utilizadas para medir la radiación son calorías/cm².

A su vez, la Tierra y la atmósfera emiten su propia radiación pero en otras longitudes de onda (onda larga). La radiación solar que llega al tope de la atmósfera sufre en su camino una serie de transformaciones producidas por procesos de atenuación. La radiación que llega del Sol a la superficie de la Tierra se llama radiación directa; la parte que es difundida por las partículas atmosféricas y nubes llega a la Tierra en forma de radiación difusa. La suma de éstas dos se denomina radiación global.

En cuanto a la magnitud y distribución de la radiación global en el territorio colombiano (*mapa 3.1*):

- La región de mayor radiación solar en el país es la península de La Guajira y sus valores máximos se presentan en el mes de julio, con promedios superiores a 650 cal/cm²/día. Este valor descende gradualmente hasta diciembre, mes en que se presenta el valor mínimo de 530 cal/cm²/día.
- Con el mismo comportamiento durante el año, le sigue la parte media del valle geográfico del río Cauca, el valle del río Magdalena hasta la costa Atlántica y la zona de Cúcuta. Los valores extremos se presentan en julio y diciembre con valores de 550 y 450 cal/cm²/día, respectivamente.
- En la Amazonia, por el contrario, el valor máximo se presenta en octubre, con 330 cal/cm²/día. En la región Andina sobresale el altiplano Cundiboyacense, con valores máximos en febrero en los niveles de 480 cal/cm²/día, que luego descienden gradualmente hasta junio, mes de mínimos con 420 cal/cm²/día; nuevamente se incrementan poco a poco hasta septiembre, para descender hasta noviembre. El resto de la región Andina presenta el mismo comportamiento durante el año con menores valores, con extremos de 400 y 320 cal/cm²/día para febrero y junio.
- Las zonas con niveles más bajos de radiación son la costa del Pacífico y el piedemonte Llanero en el área



Mapa 3.1. Radiación solar anual ($\text{cal/cm}^2/\text{min}$). (Fuente: Ideam, 2000)

circundante de Villavicencio, con promedios menores de 300 cal/cm²/día; durante el año presentan poca variabilidad, siendo los meses de marzo y abril los de mayor radiación, mientras que noviembre y diciembre se caracterizan por ser los meses de menor radiación, con valores extremos de 320 y 280 cal/cm²/día.

Temperatura del aire

El régimen de la temperatura del aire en el país está determinado por su situación geográfica en el mundo y las particularidades fisiográficas de su territorio (*mapas 3.2-3.4*). El primer factor influye ante todo sobre la amplitud anual de la temperatura del aire, mientras que el segundo determina en gran parte su variabilidad espacial:

- En la región Andina, el régimen de la temperatura del aire se particulariza por la presencia de los llamados pisos térmicos, consistentes en la disminución de la temperatura media del aire a medida que aumenta la altura sobre el nivel del mar. En esta región se presentan núcleos o franjas bien marcadas de valores relativamente altos o bajos de temperatura. Los valles de los principales ríos, como el Magdalena, el Cauca, el Patía y el Sogamoso, registran altos valores, mientras que los altiplanos Cundiboyacense y Nariñense, la zona montañosa del centro de Antioquia, así como las áreas aldañas a nevados y las regiones de páramo presentan los valores mínimos. En promedio, el valor vertical de la temperatura con la altura disminuye 0,625 °C cada 100 m: de esta forma, se tendría una temperatura de 16,9 °C a 2.000 m y 10,7 °C a 3.000 m, y el nivel de la isoterma de 0 °C se presenta aproximadamente a 4.700 msnm.
- En la costa Atlántica, la temperatura media fluctúa entre 24 °C y 28 °C, al igual que en Córdoba, parte central y norte de Sucre. En La Guajira, en la zona sur y oriente del Atlántico, al suroriente de Sucre, en Magdalena (exceptuando la Sierra Nevada de Santa Marta) y valle del río Cesar, las temperaturas varían entre 28 °C y 30 °C.
- En la Orinoquia y la vasta región Amazónica, no existen accidentes geográficos notables, siendo bastante homogéneo su relieve, conformado principalmente por extensas sabanas cultivadas de pastos. La distribución de la temperatura media del aire es muy uniforme, con valores entre 24 °C y 28 °C.
- Entre la cordillera Occidental y el océano Pacífico se sitúa la región Pacífica, con temperaturas medias anuales entre 24 °C y 28 °C. Esta área cubre gran parte de los departamentos de Chocó, Valle, Cauca y Nariño y

es bañada por importantes ríos, como el Mira, la parte baja del Patía, el San Juan y el Atrato.

Precipitación

El régimen normal de la precipitación está determinado por la situación geográfica y por la influencia de algunos factores importantes, tales como la circulación atmosférica, el relieve, la integración entre la tierra y el mar, la influencia de áreas selváticas o boscosas (*mapa 3.5*).

La posición geográfica de Colombia en la zona ecuatorial la sitúa bajo la influencia de los alisios del noreste y sureste. Estas corrientes de aire cálido y húmedo, provenientes de latitudes subtropicales de los dos hemisferios, confluyen en una franja denominada Zona de Confluencia Intertropical (ZCIT).

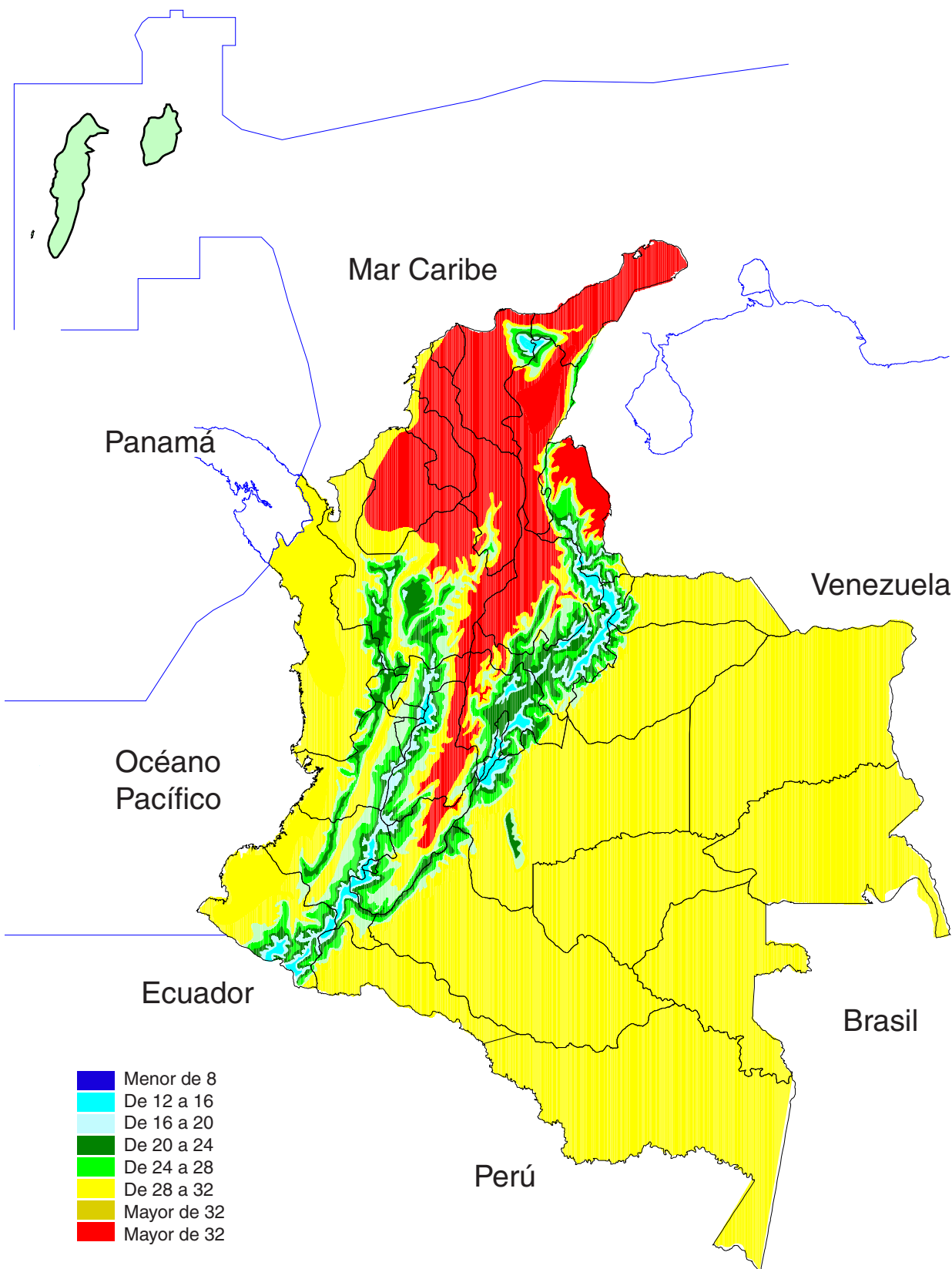
La Zona de Confluencia Intertropical –zona que favorece el desarrollo de nubosidad y de lluvias– se mueve latitudinalmente siguiendo el desplazamiento aparente del Sol con respecto a la Tierra, con un retraso aproximado de dos meses. Con este desplazamiento, la ZCIT pasa sobre el territorio colombiano en dos ocasiones cada año. El desplazamiento de la ZCIT y la acción de factores físico-geográficos regionales, como la orografía, determinan el régimen de lluvias en las regiones del Colombia.

Sobre Colombia y las áreas vecinas en el sector del océano Pacífico oriental, la ZCIT alcanza entre enero y febrero su posición extrema meridional en los 2° de latitud norte, mientras que en diciembre está un poco más al norte. Durante los eventos de El Niño puede alcanzar los 5° de latitud sur, en tanto que en la parte continental, la ZCIT aparece fraccionada e independiente de éste y se ubica entre los 5° y 10° de latitud sur.

Entre marzo y mayo, el segmento del Pacífico de la ZCIT se mueve hacia el norte, y su posición cerca de la costa está entre 2° y 7° de latitud norte; la rama continental se conecta entre marzo y abril con el segmento del océano Atlántico, formando un solo sistema que se ubica entre los 5° de latitud sur y 1° de latitud norte al oriente del país; estos dos segmentos se unen a través de conglomerados convectivos no muy bien organizados sobre la región Andina.

Entre junio y agosto, al inicio del periodo, el segmento del Pacífico se localiza en los 8° de latitud norte y al final del periodo en los 10° de latitud norte, penetrando a la región Caribe; el segmento continental presenta una inclinación suroeste-noreste sobre el oriente del territorio colombiano, desplazándose también hacia el norte y pasado del ecuador a los 8° de latitud norte.

Mapa 3.2. Distribución de la temperatura media anual en Colombia en grados centígrados.



Mapa 3.3. Distribución de la temperatura máxima anual en Colombia en grados centígrados.

Mapa 3.4. Distribución de la temperatura mínima anual en Colombia en grados centígrados.

Sección topográfica del país según una línea imaginaria desde el Océano Pacífico hasta los Llanos Orientales

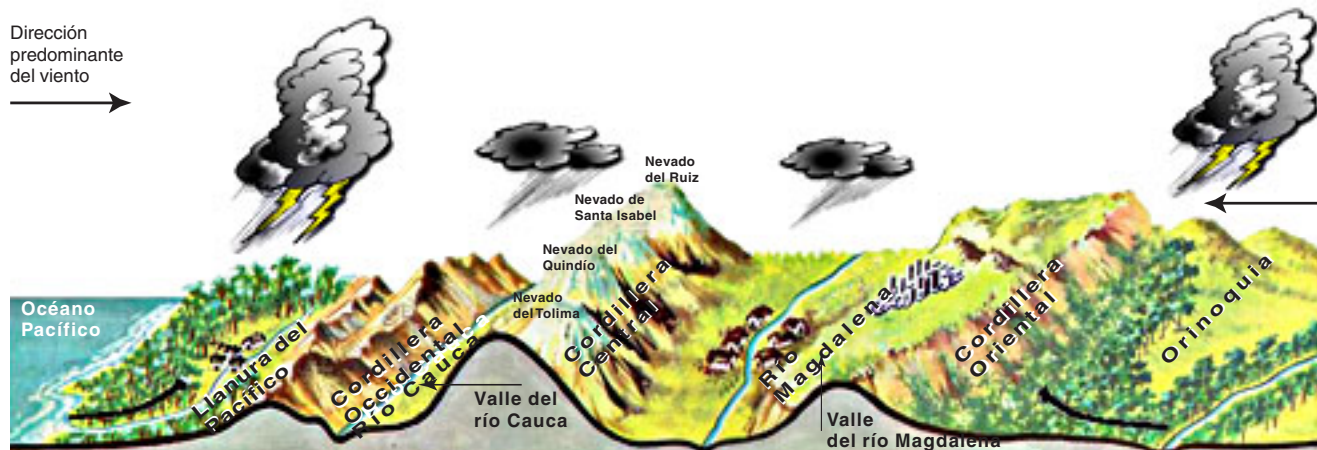


Figura 3.23. Representación esquemática de la influencia de la orografía colombiana en la distribución de la precipitación.

Entre septiembre y noviembre, el segmento del Pacífico comienza su desplazamiento hacia el sur y se registran posiciones desde 11° hasta 7° de latitud norte; la rama continental también inicia su recorrido hacia el sur, moviéndose de los 8° de latitud norte al ecuador, sobre la Orinoquia y Amazonia, perdiendo lentamente la inclinación hasta casi coincidir con las líneas de los paralelos; en este caso también los dos segmentos de la ZCIT se conectan por medio de conglomerados convectivos.

El relieve juega también un papel importante en la distribución de la precipitación. Los efectos más sobresalientes son (figura 3.18):

- A lo largo de la vertiente de la cordillera Oriental se registran altas precipitaciones, debido a la formación de masas nubosas provocadas por el ascenso de las corrientes húmedas procedentes especialmente de la selva Amazónica. Este mismo efecto se registra en la vertiente del Pacífico de la cordillera Occidental, por las corrientes procedentes del océano.
- En las vertientes a sotavento, las precipitaciones son menores que en las de barlovento, debido a que durante el ascenso las masas nubosas han descargado gran parte del vapor de agua en forma de precipitación.

En el país el efecto del relieve es muy notorio, especialmente en la vertiente oriental (sotavento) de la cordillera Occidental, donde se registran entre 2.000 y 3.000 mm en 150 días al año, aproximadamente, mientras que en la vertiente occidental, sobre los departamentos Chocó, Valle del Cauca y Cauca, la lluvia varía entre 8.000 y 9.000 mm, distribuidos entre 250 y 300 días al año. En la vertiente de la cordillera Oriental, la precipitación anual es 2.000 mm en 150 días a sotavento por 5.000 mm en 200 días a barlovento. Por esta misma razón, algunos valles y mesetas evidencian precipitaciones relativamente bajas, como el valle del Magdalena y la Sabana de Bogotá.

Distribución temporal de las lluvias

Como características predominantes en los histogramas que se analizan (mapa 3.5) y en la figura 3.19, se pueden citar las siguientes:

Presentan régimen bimodal: la mayor parte de la región Andina y de la región Caribe, con excepción de la región del Bajo Nechí, parte de la cuenca del río Sinú y sectores de la vertiente oriental de la cordillera Central a la altura de Samaná (Caldas).

Presentan régimen monomodal: la mayor parte de la Orinoquia y la Amazonia colombianas y los sectores arriba mencionados, como excepciones en la parte andina.

La región Pacífica no presenta una tendencia definida y más bien muestra una diferencia escasa entre las cantidades aportadas por cada mes en particular.

En los valles interandinos de la cuenca Magdalena-Cauca se aprecia que en sentido sur se hace más marcada la temporada seca de mitad de año y más lluviosa la temporada seca de principios de año. Lo contrario sucede en sentido norte, al punto de que en el medio y bajo Cauca la temporada seca de mitad de año tiende casi a desaparecer. En la cuenca Magdalena no es tan marcado este efecto latitudinal, pero se nota así mismo la importancia que adquiere la temporada seca de principio de año (figura 3.19).

Aproximadamente al sur de los 2° de latitud norte, el régimen comienza a invertirse hasta el punto de que en el extremo sur de Colombia la temporada menos lluviosa tiene lugar a mediados de año. Así mismo, al observar la ocurrencia de los picos máximos puede detectarse el efecto del movimiento de la Zona de Convergencia Intertropical cuando durante el año atraviesa el país de sur a norte y viceversa (figura 3.19).

Mapa 3.5. Comportamiento de la precipitación (mm) durante el año en diferentes regiones de Colombia. (Fuente: Ideam)

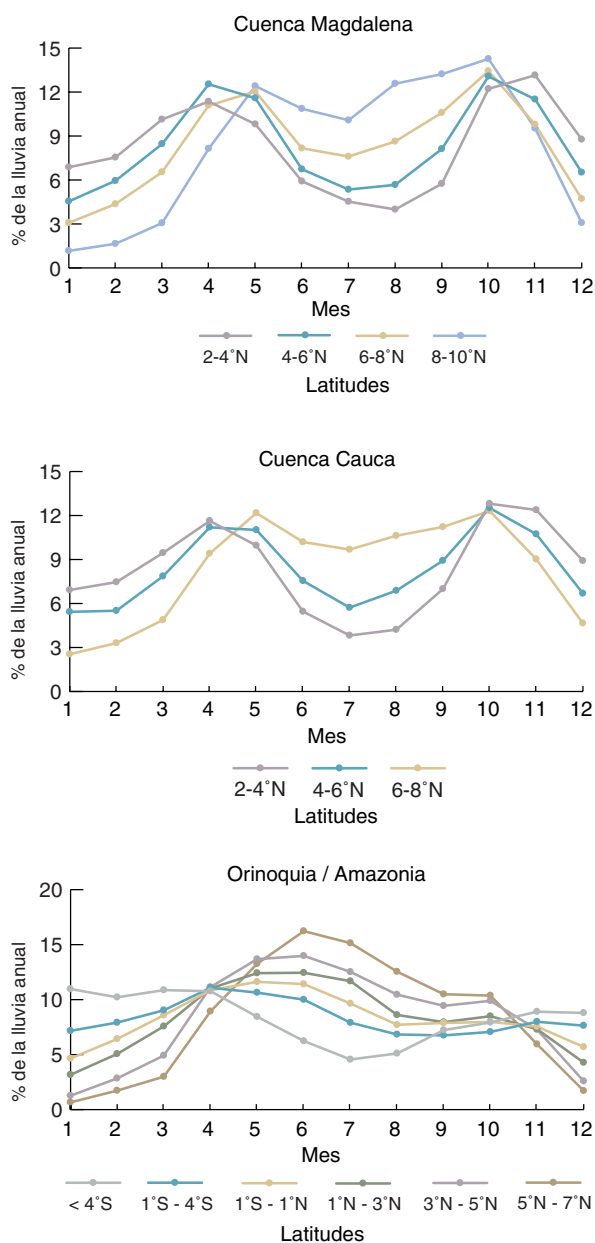


Figura 3.19. Variación de la lluvia con la latitud en tres regiones de Colombia.

Como se anotó, estas características son muy generales y deben tomarse como un patrón aproximado de la distribución de las lluvias. No se consideró muy apropiado hacer una regionalización, en vista de que los cambios de régimen se suceden paulatinamente, especialmente en la parte andina.

Relaciones precipitación-altura

Este efecto se trató de determinar por medio de las curvas características representadas en la *figura 3.19*. A pesar de la complejidad de la orografía colombiana, en estas relaciones se observan varias tendencias significativas:

En la mayoría de los sitios la precipitación se comporta siguiendo un patrón muy definido, aunque con diferencias condicionadas por aspectos topográficos principalmente: comienza a aumentar desde el piedemonte hasta una altura determinada generalmente de 1.000 a 1.500 msnm, donde se presenta el máximo de lluvias, y luego disminuye paulatinamente hasta un lugar ubicado cerca de los 2.000 a 2.500 msnm. A partir de esta elevación los modelos muestran un leve pero significativo aumento, cuyo límite altitudinal no está bien definido debido, en parte, a la escasez de información en estos niveles. Este comportamiento está plenamente de acuerdo con la teoría: la masa de aire sube a lo largo de la ladera hasta alcanzar su nivel de condensación en alturas medias; en este momento descarga su humedad y en consecuencia va disminuyendo el volumen de lluvia; el segundo máximo tiene lugar aparentemente por una nueva toma de humedad en niveles superiores y su posterior descarga.

En los gráficos anexos se ha tratado de ajustar un modelo matemático al comportamiento de la lluvia con la altura. Se obtuvieron curvas polinómicas para perfiles representativos ubicados en diferentes lugares de las tres cordilleras (*figura 3.20*). Las correlaciones en general resultaron superiores a 90%, con polinomios de tercero a sexto grado. Las ecuaciones características y su coeficiente de determinación se han incluido en cada gráfico. Las ecuaciones son muy diferentes en cada caso, por ello se advierte con facilidad la dificultad extrema que representa el modelar el comportamiento de las lluvias para las tres cordilleras; así, este intento significa tan sólo un punto de partida para futuros modelos más elaborados, cuya deducción no corresponde al marco de este estudio.

Patrón general de lluvias

Las menores lluvias se presentan en la Alta Guajira, con totales de 500 mm y menos; los núcleos máximos se han registrado en la región Pacífica, con totales anuales de más de 10.000 mm.

En cuanto a la región Caribe, registra lluvias entre 500 y 2.000 mm con un gradiente muy definido en dirección sur, mientras que la región Andina posee una gran diversidad pluviométrica, con lluvias relativamente escasas (hasta 2.000 mm) a lo largo de la cordillera Oriental y en los valles del Alto Magdalena y Alto Cauca y con núcleos máximos (de 3.000 a 5.000 mm) en las cuencas del Medio Magdalena y el Medio Cauca.

En la Orinoquia generalmente predominan las lluvias altas (2.000 a 3.000 mm) en su parte central y oriental, aun cuando hacia el piedemonte pueden observarse precipitaciones de hasta 6.000 mm; por el contrario, en

el extremo norte de Arauca las lluvias pueden ser menores de 1.500 mm. La mayor parte de la Amazonia recibe entre 3.000 y 4.500 mm por año, mientras que en la región Pacífica caen entre 3.000 y 12.000 mm.

Este es el patrón general. Sin embargo, a nivel de regiones se presentan grandes desviaciones a este comportamiento, en razón a la accidentada topografía o a otros factores de meso y macroescala ya reseñados.

La distribución de la precipitación media anual en las diferentes regiones naturales del país es la siguiente (*mapa 3.6*):

Región Caribe

En la Alta Guajira, la precipitación total y la frecuencia media anual de días con lluvia es inferior a 500 mm y 45 días, respectivamente, y se va incrementando hacia su parte media y baja, donde alcanza 1.000 mm en 50 días de lluvia al año, aproximadamente.

La Sierra Nevada de Santa Marta conforma una zona meteorológica prácticamente desligada del comportamiento general de la región. En su parte norte se registran precipitaciones algo superiores a 2.500 mm, mientras que en los sectores oriental y suroriental son menores, alrededor de 1.500 mm en más de 100 días al año.

En las llanuras del Caribe la precipitación aumenta del litoral hacia el interior. En Barranquilla y Cartagena se registran alrededor de 1.000 mm, con una frecuencia anual de 50 días con lluvia. En las llanuras de Córdoba, Sucre, Magdalena y el Cesar fluctúa entre 1.500 mm y 2.000 mm. Hacia el litoral de Urabá se registran cantidades de ese mismo orden, mientras que en las estribaciones de las cordilleras Occidental y Central supera los 3.500 mm, con un promedio de 150 días con lluvia.

Sobre el río Magdalena la precipitación va decreciendo a lo largo de su recorrido, variando entre 3.000 mm en Puerto Mosquito y 1.000 mm cerca de su desembocadura, distribuidos entre 150 y 50 días al año.

Los meses más secos para la región Caribe están comprendidos entre diciembre y marzo y los más lluviosos, entre agosto y noviembre.

Región Andina

En la montaña antioqueña también se presentan contrastes: en el Valle de Aburrá caen entre 2.000 mm y 2.500 mm en 200 días, y en la parte norte y noreste del departamento se registran entre 3.500 mm y 4.000 mm anuales en 250 días.

En la parte media del valle del río Cauca, desde Cartago hasta Puerto Tejada, la precipitación caída en

un promedio de 100 días no supera los 1.500 mm, con excepción del área de Cali, Yumbo, Cerrito y Candalaria, donde se encuentra alrededor de 1.000 mm.

Hacia la parte alta en las vertientes, la precipitación es un poco mayor y alcanza valores cercanos a 2.000 mm en 150 días al año. En la parte baja varía entre 4.000 mm en 250 días en las estribaciones de las cordilleras y 1.500 mm durante 100 días al año en la desembocadura del río. En el Nudo de los Pastos la precipitación está entre 1.000 mm y 2.000 mm, con una frecuencia inferior a 200 días al año.

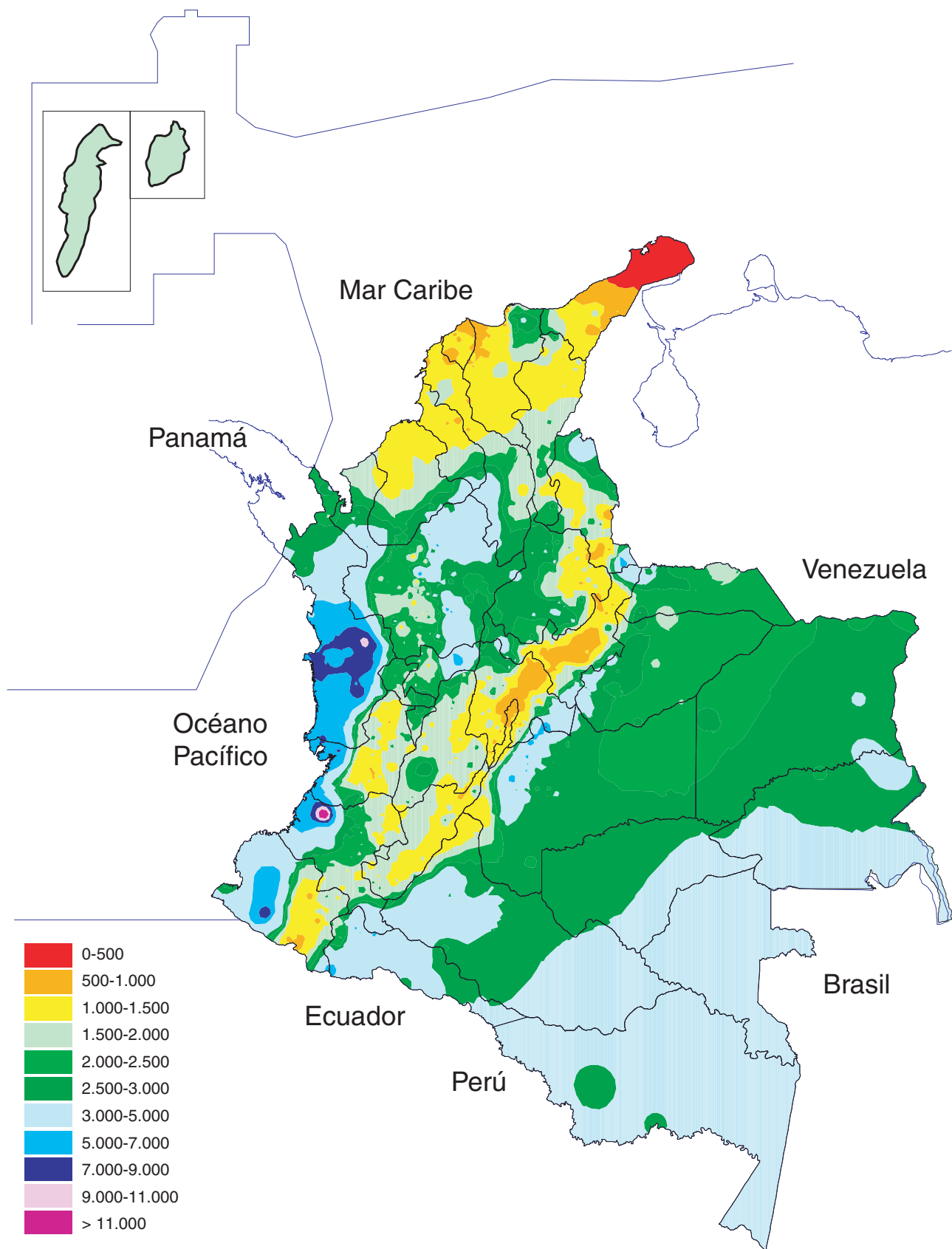
Los valores más altos para la región, cerca de 6.000 mm distribuidos en 250 días, se registran hacia la vertiente oriental en las cabeceras del río Caquetá. En la vertiente occidental llueve entre 200 y 250 días al año, con valores de precipitación que fluctúan entre 2.000 mm y 4.000 mm. Al sur se presentan los registros más bajos, entre 1.000 mm y 1.500 mm, con una frecuencia anual inferior a 200 días.

En la parte alta del valle del río Magdalena, desde Pitalito hasta Ambalema inclusive, la precipitación no alcanza los 1.500 mm anuales. Desde Ambalema hasta Puerto Boyacá, la lluvia crece hasta alcanzar los 3.000 mm; desde este último hasta Puerto Wilches, los registros están entre 2.500 mm y 3.000 mm. A todo lo largo del valle del Magdalena, la frecuencia anual de días con lluvia varía entre 100 y 150.

En el altiplano cundiboyacense la situación es diferente: llueve menos de 200 días al año y la precipitación no alcanza los 1.000 mm anuales. En esta región se presentan grandes contrastes en áreas vecinas a distancias relativamente cortas, como sucede en la Sabana de Bogotá, donde caen alrededor de 1.500 mm en las estribaciones de los cerros surorientales, mientras que en el sector suroccidental las precipitaciones llegan a 1.000 mm. Sobre la vertiente occidental del altiplano, las precipitaciones suben hasta los 2.500 mm.

En la montaña santandereana, la precipitación varía en términos generales entre 1.500 mm y 2.000 mm, que caen entre 200 y 250 días al año, presentándose algunas particularidades, entre otras: dos máximos de precipitación, alrededor de 4.500 mm, localizados en cercanías de Oiba y Girardota, al sur de Santander, el primero, y en el área fronteriza de las cabeceras del río Margua (Arauca), al sur del departamento de Norte de Santander, el segundo; y un mínimo inferior a 1.000 mm en Cúcuta y sus alrededores.

En la región andina, los meses de enero y febrero se caracterizan por ser los más secos y octubre y noviembre, por ser los más lluviosos; sin embargo, se evidencia otra temporada lluviosa y otra seca de menor intensidad entre abril-mayo y julio-agosto, respectivamente.



Mapa 3.6. Distribución de la precipitación media anual (mm) en Colombia. (Fuente: Ideam)

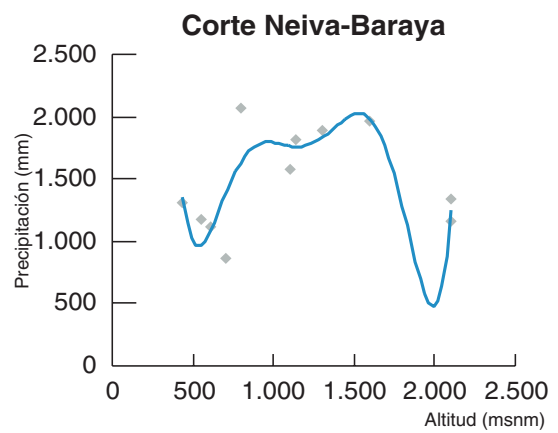
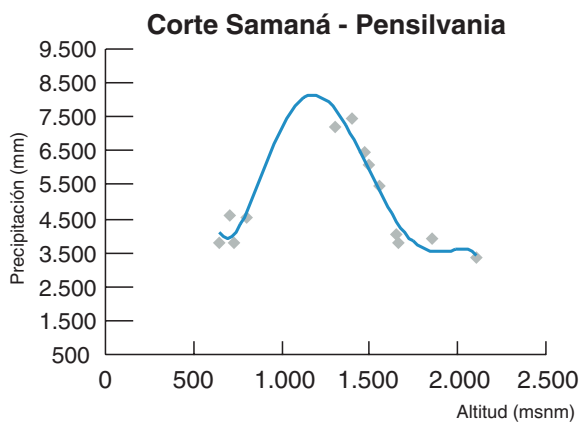
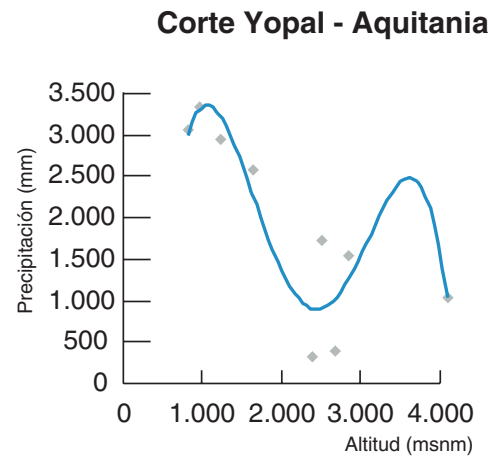
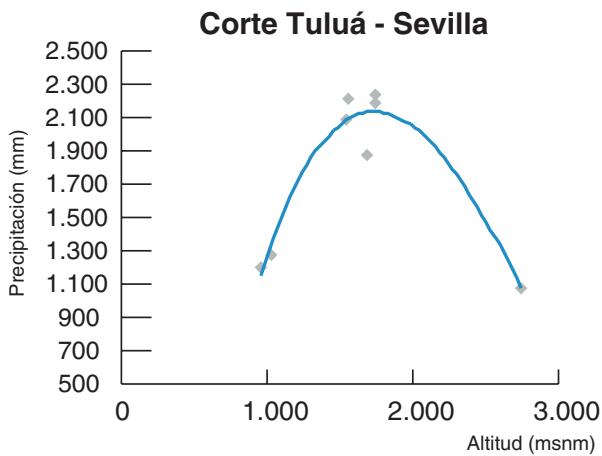
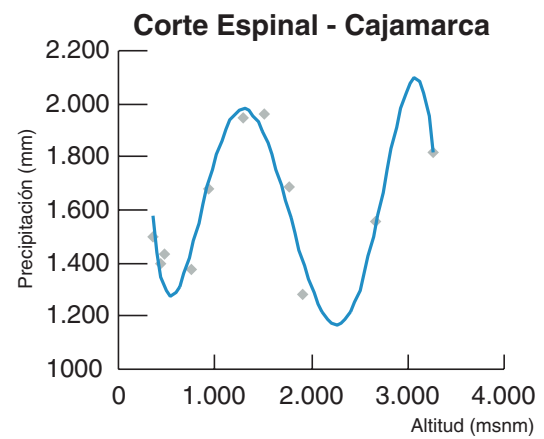
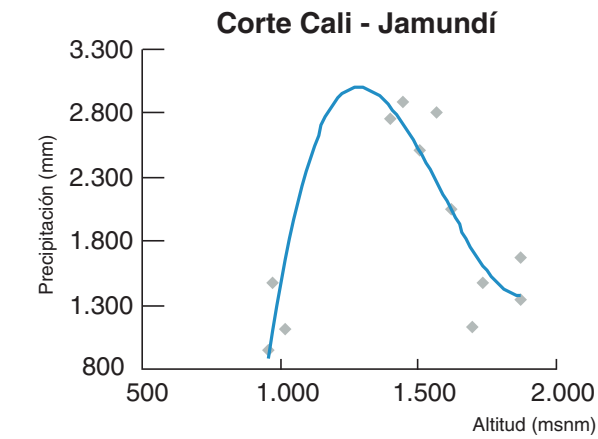


Figura 3.20. Histograma de la relación precipitación-altura.

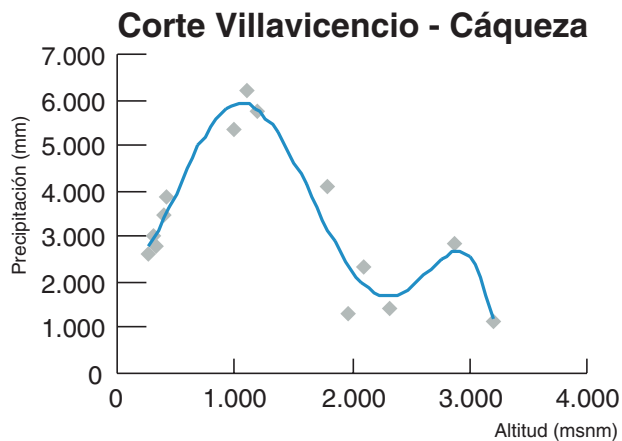
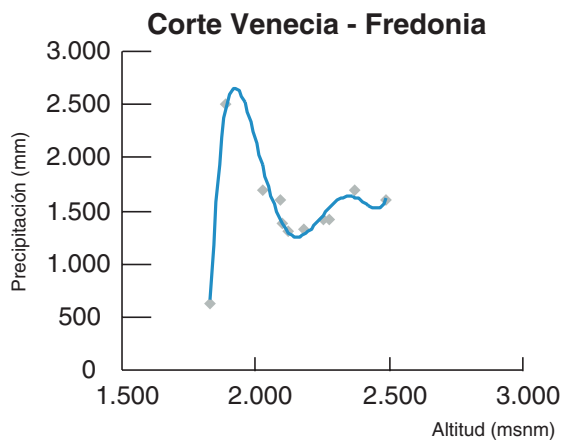
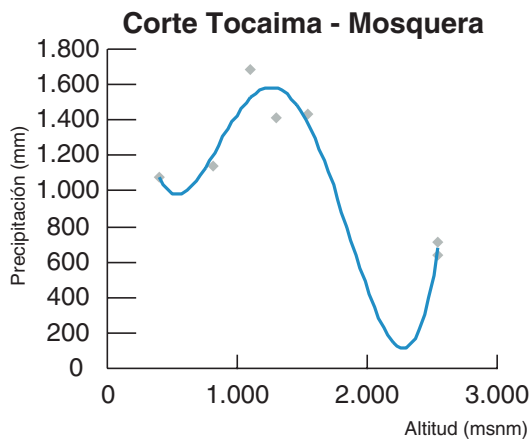


Figura 3.20. Histograma de la relación precipitación-altura. (Continuación)

Orinoquia

En las llanuras orientales, la precipitación decrece desde los 5.000 mm, caídos en un promedio de 200 días al año en la ladera de la cordillera Oriental, cerca a Villavicencio, hasta los 1.500 mm o menos distribuidos en aproximadamente 100 días al año en el extremo oriental del departamento de Arauca. Hacia el sur, en gran parte de los departamentos del Meta, Vichada, Guainía y Guaviare, la precipitación que cae entre 150 y 200 días fluctúa entre 2.500 mm y 3.500 mm.

En la región, entre diciembre y marzo, se registran los valores más bajos de precipitación y entre mayo y agosto, los más altos.

Amazonia

Las mayores cantidades de precipitación, entre 4.000 mm y 5.000 mm, y los días con lluvia al año entre 200 y 250, se registran hacia el piedemonte de la cordillera Oriental; en el resto de la región las lluvias están entre 3.000 y 4.000 mm, con frecuencias anuales entre 200 y 220 días de lluvia. Los meses de diciembre y enero son los más lluviosos.

Región Pacífica

La precipitación crece progresivamente desde 3.000 mm, distribuidos en 150 días al año en el norte del departamento del Chocó, hasta su parte media y sur, donde caen 8.000 mm en 300 días al año; y desde 2.000 mm, con una frecuencia anual de 200 días, en el sur del departamento de Nariño, hasta 9.000 mm en 300 días en el noroccidente de Cauca, hecho que las convierte en las zonas más lluviosas del país y de las de mayor precipitación en el mundo. Hacia la ladera de la cordillera Occidental las lluvias van de 3.000 mm a 5.000 mm, aproximadamente en 250 días del año.

Los meses más lluviosos en la parte norte y central de la región Pacífica son de agosto a noviembre, mientras que en la parte sur son de enero a junio.

Evaporación

La evaporación es la emisión espontánea de vapor de agua por una superficie libre de agua en estado líquido, a una temperatura inferior al punto de ebullición.

La transferencia del agua desde la superficie terrestre a la atmósfera se efectúa por tres procesos diferentes: por evaporación del agua líquida, por sublimación del hielo y por transpiración de las plantas. La evaporación se pro-

duce a partir de superficies de agua o de superficies sólidas húmedas, como ocurre con el suelo. La sublimación es la transformación directa del hielo o de la nieve en vapor de agua. El agua que extraen del suelo las raíces de los vegetales sube hasta las hojas donde se transforma, en su mayor parte, en vapor de agua escapándose a la atmósfera por las estomas. Esta emisión de vapor de agua por las hojas de las plantas se conoce con el nombre de transpiración.

Comportamiento de la media anual

En el mapa 3.7 se presenta la distribución de la evaporación media anual en Colombia.

Región Caribe

San Andrés y Providencia: Para esta área insular la evaporación presenta una distribución uniforme con variaciones ligeramente superiores a los 1.500 mm.

Alta Guajira: La evaporación en esta zona se presenta entre los 2.100 mm y los 2.300 mm, siendo los valores más altos del país, y disminuye hacia las estribaciones de los montes de Oca, con registros entre 1.900 y 2.100 mm.

Noroccidente de la Sierra Nevada de Santa Marta y cuenca del Cesar: Los promedios de la evaporación disminuyen desde el noreste de la región hasta el suroeste, con fluctuaciones de 2.100 mm a 1.700 mm, alcanzándose los valores menores del país a medida que se asciende en la Sierra Nevada de Santa Marta, con promedios entre los 500 y los 700 mm de evaporación.

Litoral Central: En el litoral Central, la evaporación aumenta de suroeste a noreste, de 1.500 mm a 2.000 mm en los alrededores de Puerto Colombia, aunque los valores pasan por encima de 2.100 mm en los alrededores de Soledad y Barranquilla.

Bajo Magdalena: Al centro de los departamentos de Atlántico, Bolívar, Cesar, Magdalena y Sucre, la evaporación varía entre 1.500 mm y 1.700 mm, y al sur alcanza valores entre 1.300 mm y 1.500 mm.

Sinú, San Jorge, Bajo Nechí y Urabá: Debido a su configuración fisiográfica, este sector presenta zonas bien definidas en cuanto a la distribución espacial. Los valores de las lluvias disminuyen de noreste a suroeste, presentando cuatro franjas entre los 1.700 mm en la desembocadura del río Sinú y los 900 mm en la región del Urabá.

Región Pacífica

Pacífico norte y central: Al norte de la región, en la zona del Urabá chocoano y en la parte del litoral Central, la evaporación varía entre 900 mm y 1.100 mm al año. Hacia el centro de la región, los valores fluctúan alrededor de los 1.200 mm y aumenta a 1.300 mm en los límites con el departamento del Valle del Cauca.

Pacífico sur: En la parte del litoral y en los límites con Ecuador, la evaporación está entre 900 mm y 1.100 mm al año, en promedio. Hacia el centro de la región se registran entre 1.100 mm y 1.300 mm al año.

Montaña nariñense: Se distinguen dos franjas de evaporación: la primera, al occidente de la región con promedios alrededor de los 1.200 mm, y la segunda, al oriente con registros entre 900 y 1.100 mm anuales.

Alto Patía: Se identifican dos zonas: una, al norte con valores entre 1.100 y 1.300 mm, y la segunda, al sur cuyos registros se presentan entre 1.300 mm y 1.500 mm anuales, en promedio.

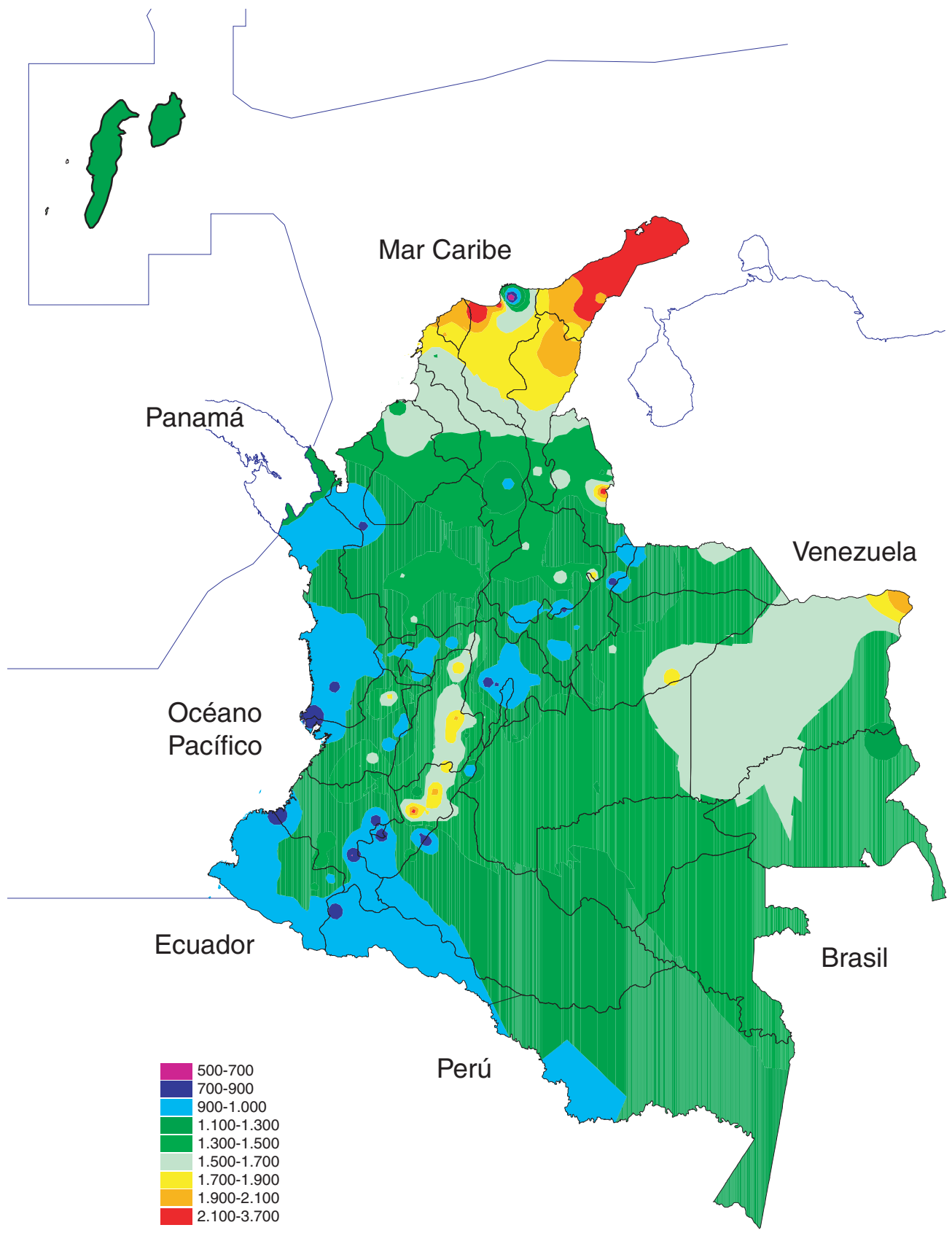
Región Andina

Alto Cauca: Sobresalen dos rangos de evaporación. Uno entre 1.300 mm y 1.500 mm, que comprende el norte y el centro-sur de la región, y el segundo, entre 1.100 mm y 1.300 mm, localizado al sur. Igualmente de destaca en los extremos sureste y noreste una franja de menor tamaño que fluctúa alrededor de 1.000 mm.

Medio Cauca y Alto Nechí: Presenta promedios entre 1.100 mm y 1.300 mm al norte y sur de la región, mientras que en el centro los valores oscilan alrededor de 1.400 mm; en el sureste sobresale un núcleo con registros entre 900 mm y 1.100 mm.

Alto Magdalena: Al centro de la vertiente se distingue una franja en sentido norte-sur con oscilaciones anuales entre 1.500 mm y 1.700 mm y núcleos al interior cuyos promedios están alrededor de 1.900 mm. A medida que se asciende a la divisoria de aguas los valores disminuyen y se observa una gran franja con registros entre 1.300 mm y 1.500 mm al año. En la vertiente oriental, en límites entre los departamentos de Huila y Cauca, se presentan valores alrededor de 1.000 mm.

Medio Magdalena: Básicamente se observan dos rangos de evaporación: el primero, en las zonas bajas del valle, con valores entre 1.300 y 1.500 mm, y el segundo, en las partes altas hacia las estribaciones de las cordilleras Oriental y Central, alcanzando promedios anuales entre 1.100 mm y 1.300 mm. Sin embargo, se distinguen núcleos de 1.600 mm en la parte norte de la zona.



Mapa 3.7. Distribución de la evaporación media anual en Colombia. (Fuente: Ideam)

Sabana de Bogotá: La distribución espacial de la evaporación se presenta de forma uniforme y los promedios oscilan alrededor de 1.000 mm, con excepción de las zonas extremas norte y sur donde la evaporación anual se presenta entre 1.100 y 1.300 mm.

Río Sogamoso: A medida que se desciende en la cuenca del río Sogamoso la evaporación aumenta, mientras que en la cuenca alta los valores se encuentran entre 900 mm y 1.100 mm; para la cuenca baja, en cercanías a la desembocadura en el río Magdalena, los registros están entre 1.300 mm y 1.500 mm, y para la cuenca media varían alrededor de los 1.200 mm, aunque se distinguen núcleos de 1.600 mm.

Catatumbo: La distribución de la evaporación es uniforme y en la mayor parte de la zona los valores fluctúan entre 1.300 m y 1.500 mm; sin embargo, se distingue una pequeña franja al norte, en límites con del departamento del Cesar, cuyos valores están alrededor de los 1600 mm de evaporación media anual.

Orinoquia

Cuenca del río Arauca y media del río Meta: La evaporación aumenta a medida que se desciende a la llanura del Arauca y del Meta. Para la parte del piedemonte de las dos cuencas la evaporación está entre 1.100 mm y 1.300 mm anuales, y para la parte de la llanura la evaporación fluctúa entre 1.300 mm y 1.500 mm, con un núcleo de 1.600 mm en la parte norte del Arauca, en la frontera con Venezuela.

Piedemonte Llanero: En la parte alta del piedemonte los promedios de evaporación están entre 1.100 mm y 1.300 mm, y para la parte baja se encuentran entre 1.300 mm y 1.500 mm al año.

Orinoquia oriental: Predominan los valores entre 1.500 mm y 1.700 mm para la parte norte de la región, mientras que para la zona sureste los promedios oscilan entre 1.300 mm y 1.500 mm. Se destacan valores altos por arriba de los 1.800 mm en el extremo noreste, en los alrededores de Puerto Carreño.

Orinoquia central: La evaporación aumenta de oeste a este, siendo mayor el área en el oeste en el rango de 1.300 mm a 1.500 mm y al este de la región alrededor de los 1.600 mm.

Región Amazónica

Suroriente Amazónico: Los mayores valores de evaporación media se encuentran en la parte norte, con promedios entre 1.300 mm y 1.500 mm anuales. En la parte sur se presentan fluctuaciones entre 1.100 mm y 1.300 mm.

Piedemonte Amazónico: La distribución de la evaporación para esta zona presenta tres rangos bien definidos: el primero, en la parte sur, con los valores más bajos entre 900 mm y 1.100 mm. Se distingue una franja central intermedia cuyos registros están entre 1.100 y 1.300 mm y una zona norte con promedios alrededor de los 1.400 mm.

Evapotranspiración potencial

La evapotranspiración potencial (ETP) es un importante elemento del balance hídrico, pues determina las pérdidas de agua desde una superficie de suelo en condiciones definidas. La cuantificación de las pérdidas es indispensable para el cálculo del agua disponible en el suelo para ser utilizada por las plantas para su crecimiento y producción. Mediante contraste con la lluvia, se establecen las necesidades de riego o drenaje en una región determinada, constituyéndose así en una variable indispensable en los estudios de ordenamiento y clasificación agroclimática.

Definiciones

Evaporación potencial es la cantidad de vapor de agua que puede ser emitida desde una superficie libre de agua. Transpiración es la pérdida de agua liberada hacia la atmósfera a través de los estomas de las plantas. Evapotranspiración es la suma de las cantidades de agua evaporada desde el suelo y transpirada por las plantas. Evapotranspiración potencial es la cantidad máxima de agua, capaz de ser perdida por una capa continua de vegetación que cubra todo el terreno, cuando es ilimitada la cantidad de agua suministrada al suelo. Evapotranspiración real es la cantidad de agua perdida por el complejo planta-suelo en las condiciones meteorológicas, edafológicas y biológicas existentes. En estas últimas se incluye el tipo de cultivo y su fase de crecimiento y desarrollo. En las condiciones edafológicas se incluye el contenido de humedad y la fuerza con que esta humedad es mantenida. La evaporación potencial es, por consiguiente, la demanda evaporativa de la atmósfera y excede normalmente a la evapotranspiración potencial en aproximadamente un 20%, debido principalmente a la mayor reflexión radiactiva de la capa vegetal comparada con la superficie del agua.

La ETP se mide y se estima en milímetros por unidad de tiempo. En cuanto al cálculo analítico, se hará referencia a los métodos más comunes de cálculo. En vista de la complejidad de medición directa del parámetro, existen numerosos métodos de cálculo consistentes en ecuaciones empíricas. Entre estos métodos los más co-

nocidos son el de Thornthwaite, el cual depende únicamente de la temperatura, y el de García y López, que depende de la humedad relativa y de la temperatura. Sin embargo, el más utilizado en latitudes tropicales es el de Penman, del cual existen varias versiones. Se describe con algún detalle la versión más comúnmente usada en Colombia, que es la de Penman-Monteith.

En áreas que poseen datos de temperatura, humedad, viento e insolación o radiación es recomendable el empleo del método de Penman modificado, pues es probable que proporcione resultados más satisfactorios para evaluar los efectos del clima sobre las necesidades de agua en las plantas. La ecuación que utiliza este método es:

$$ET_0 = \frac{\delta}{\delta + \gamma^*} (R_n - G) \frac{1}{\lambda} + \frac{\gamma}{\delta + \gamma^*} \frac{900}{(T + 273)} U_2 (e_a - e_d)$$

en donde:

ET: Evapotranspiración potencial

δ : Pendiente de la curva de presión

γ^* : Constante psicrométrica modificada

R_n : Radiación neta en la superficie del suelo (MJ/m²/día)

G: Flujo calórico del suelo (MJ/m²/día)

λ : Calor latente de vaporización (MJ/kg)

T: Temperatura (°C)

U_2 : Velocidad del viento a 2 m

e_a : Presión media del vapor de saturación (kPa)

e_d : Presión media real del vapor (kPa)

Estas variables se miden en la mayoría de las estaciones climatológicas principales. La solución de la ecuación es la ETP media diaria. Para fines climatológicos basta con multiplicar este valor por el número de días del mes para obtener el total medio mensual, y al sumar los 12 meses del año se obtiene el total anual, utilizado en representaciones espaciales.

Comportamiento espacial

En el mapa 3.8 se muestra la distribución de la evapotranspiración potencial media anual en Colombia.

Región Caribe

Alta Guajira. Registra los valores de ETP más altos del país, presentando totales anuales mayores a 1.600 mm. En algunas ocasiones la ETP puede alcanzar hasta 2.000 mm.

Noroccidente de la Sierra Nevada y cuenca del Cesar. Hacia el valle de la cuenca del río Cesar, la ETP fluctúa entre 1.600 mm y 1.800 mm. En las estribaciones de la Sierra Nevada de Santa Marta se presenta un régimen dominado por el efecto de la elevación; en este caso, los

valores de ETP disminuyen desde 1.400 mm, al pie de la serranía, en elevaciones medias, hasta menos de 800 mm y es de suponer que son mucho menores al continuar ascendiendo.

Litoral Central. En la franja litoral la ETP se mantiene uniforme en valores dentro del rango de 1.400 mm a 1.600 mm al año.

Bajo Magdalena. Se observan valores de 1.400 mm a 1.600 mm y ligeramente superiores hacia el extremo suroccidental de la subcuenca.

Cuenca del Sinú-San Jorge, Bajo Nechí, Urabá: La mayor parte de la región registra los valores de ETP más bajos de la región Caribe, los cuales varían entre 1.200 mm y 1.400 mm al año.

Región Pacífica

Pacífico norte y central: Es una de las zonas con menores valores de ETP en Colombia. En sectores de la franja costera, se registran entre 800 mm y 1.000 mm. En el resto de la región los totales anuales son ligeramente superiores a 1.000 mm.

Pacífico sur: Los valores de ETP son en general menores de 1200 mm descendiendo hasta alrededor de 800 mm sobre la costa.

Cuenca alto Patía: Debido al predominio de las altas temperaturas, se mantienen valores altos que en algunos sectores superan incluso los 1.400 mm.

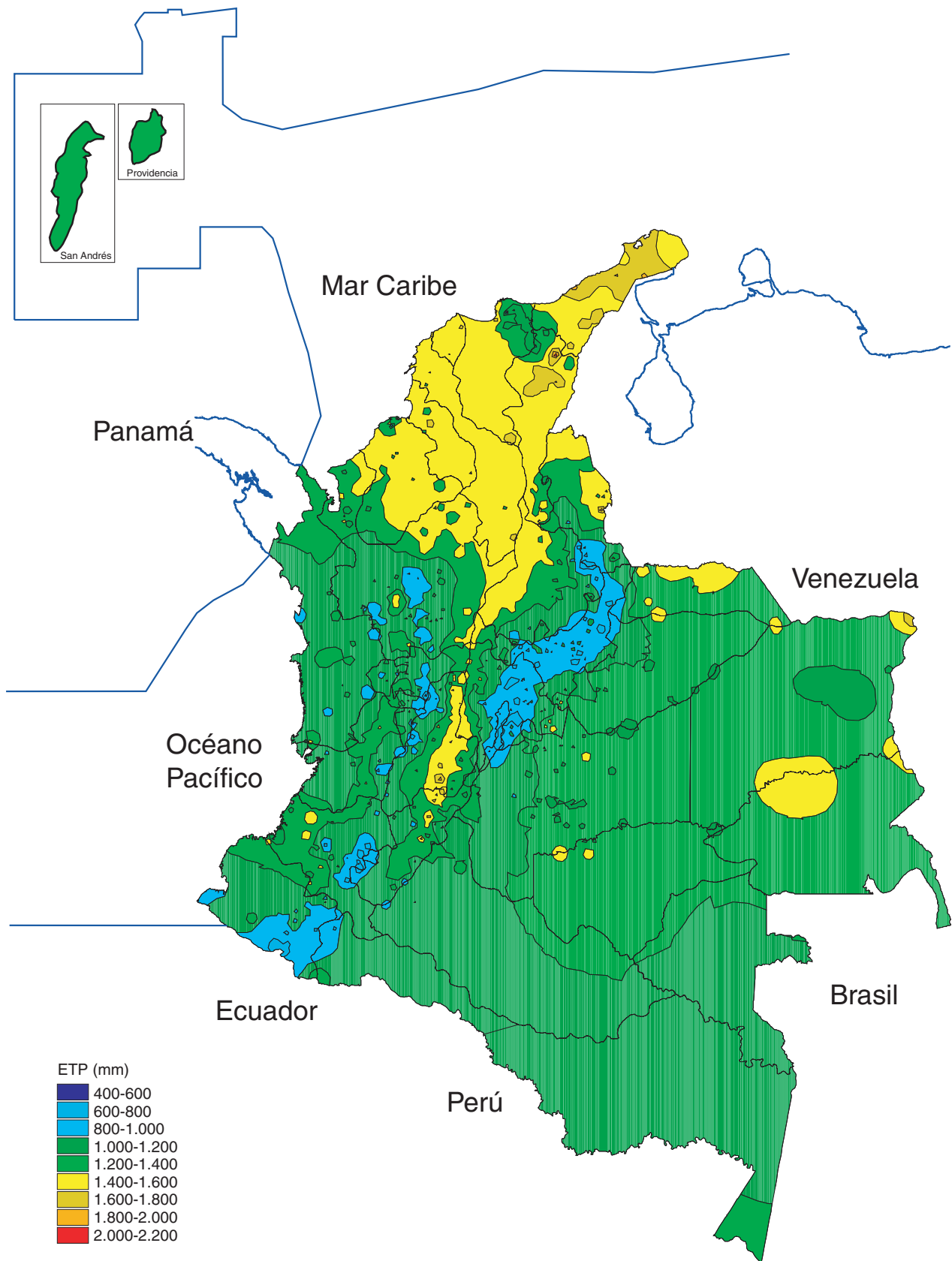
Región Andina

Montaña nariñense. La ETP presenta valores relativamente bajos por el efecto de altura. En general se encuentran en el rango de 800 mm a 1.000 mm.

Cuenca del alto Cauca. En el extremo sur se registran los menores valores, especialmente en las partes altas de la cordillera, donde la ETP está alrededor de 800 mm. En dirección norte, los totales anuales estimados aumentan paulatinamente hasta valores promedio de 1.200 mm a 1.400 mm e incluso ligeramente superiores, en las partes bajas del valle geográfico del río Cauca.

Cuenca del medio Cauca. La ETP es variable en la región, debido principalmente a la accidentada topografía. Sin embargo, los totales son relativamente bajos en vista de las altas humedades del aire. En general, varían entre 1.000 mm y 1.200 mm anuales, con algunos núcleos mayores en sectores de la parte baja de la cuenca, y valores menores del rango hacia las vertientes de la cordillera Occidental.

Cuenca del alto Magdalena. En el fondo del valle se observan las mayores evapotranspiraciones, llegando a alcanzar valores cercanos a 1.800 mm anuales en lugares como



Mapa 3.8. Distribución de la evapotranspiración potencial media anual (mm) en Colombia. (Fuente: Ideam)

el norte del Huila y sur del Tolima. Hacia las estribaciones de las cordilleras la magnitud de la ETP puede descender hasta 1.200 mm en elevaciones medias e incluso menos en elevaciones mayores a 2.000 msnm.

Medio Magdalena. El centro y sur de la cuenca registra una distribución uniforme de la ETP con valores entre 1.200 mm y 1.400 mm. Hacia el extremo norte la ETP asciende rápidamente de 1.400 mm hasta valores cercanos a 1.600 mm. El efecto de altura es menos marcado debido a las altas humedades del aire que caracterizan la zona.

Sabana de Bogotá-río Bogotá. En la Sabana de Bogotá los valores de ETP son relativamente bajos debido al efecto de la altura. En general se sitúan en el rango de 800 mm a 1.000 mm. A lo largo de la cuenca media y baja del río Bogotá, la ETP comienza a ascender hasta acercarse a 1.400 mm en las partes bajas de la cuenca.

Cuenca del río Sogamoso. A lo largo de la cuenca, la ETP presenta valores moderados entre 1.000 mm y 1.200 mm e incluso menores a este rango en los lugares más elevados.

Cuenca del río Catatumbo. Los mayores valores de la ETP se presentan en sectores del valle del río Zulia con magnitudes superiores a 1.400 mm. El resto de la cuenca tiene entre 1.200 mm y 1.400 mm.

Orinoquia

Cuenca del río Arauca y cuenca media del Meta. Se dan grandes variaciones en la ETP: desde 1.400 mm hasta 1.600 mm, en cercanías a Arauca, hasta 1.000 mm e incluso menos sobre el piedemonte de la cordillera Oriental.

Piedemonte Llanero. La ETP fluctúa entre 800 mm y 1200 mm, presentando los valores mínimos sobre las laderas y partes altas de la cordillera.

Orinoquia oriental. La mayor parte de esta franja registra de 1.200 mm a 1.400 mm al año, con un brusco incremento hasta 1.800 mm en dirección a Puerto Carreño.

Orinoquia central. Presenta de 1.200 mm a 1.400 mm anuales en toda la zona.

Amazonia

Suroriente de la Amazonia. Gran parte de la región muestra entre 1000 mm y 1200 mm, con excepción de sectores en el Trapecio Amazónico y parte del Guainía, donde se incrementa ligeramente.

Amazonia central. Valores de ETP entre 100 mm y 120 mm en toda la región.

Piedemonte Amazónico. Igual distribución que en la Amazonia central, con disminución hasta los 800 mm sobre las estribaciones de la cordillera.

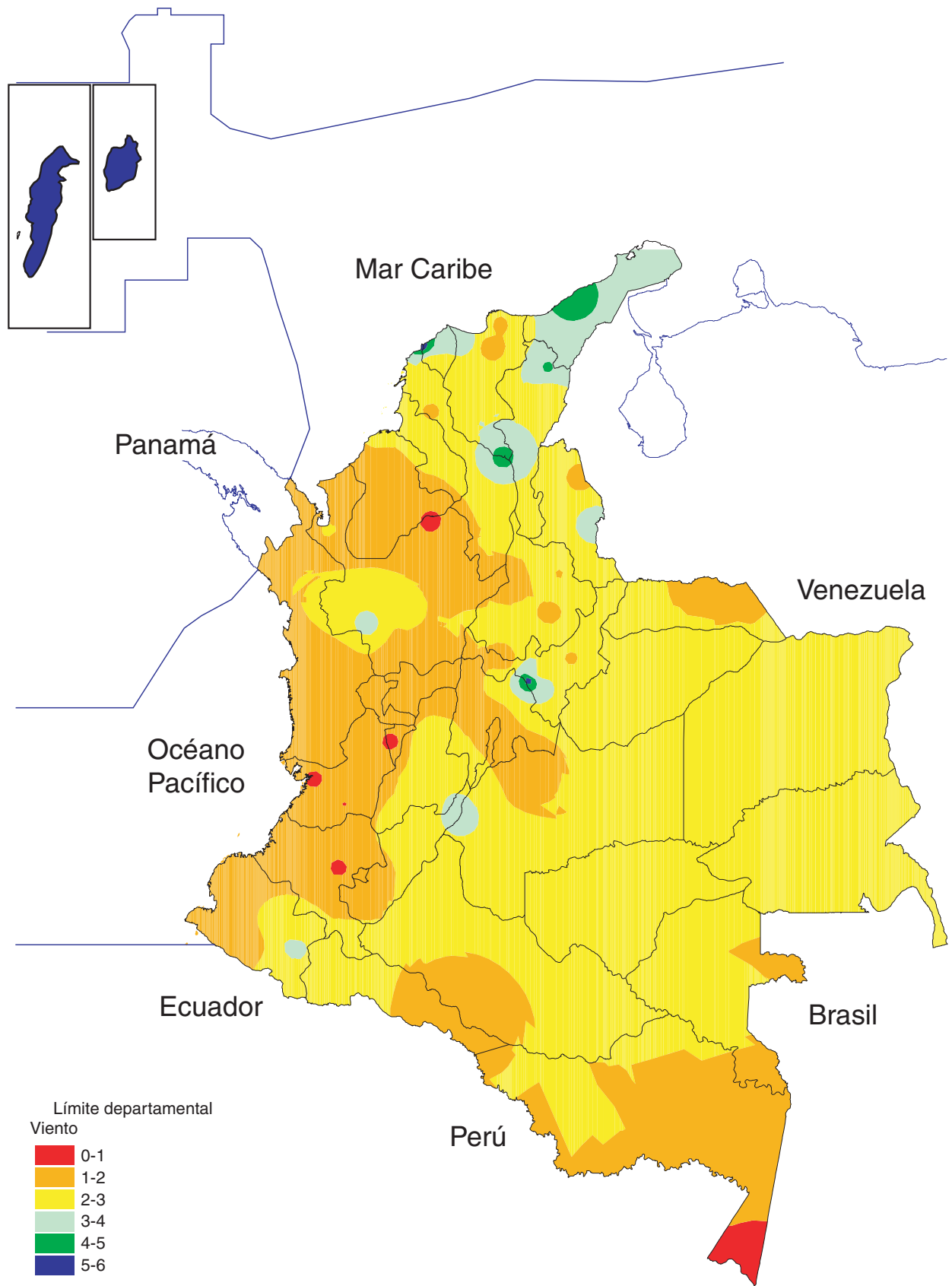
Vientos en la superficie

Colombia, por encontrarse geográficamente ubicada entre el Trópico de Cáncer y el de Capricornio, está sometida a los vientos alisios que soplan del noreste en el hemisferio Norte y del sureste en el hemisferio Sur. Los vientos no tienen siempre exactamente estas direcciones. En Colombia, por estar en las proximidades del ecuador, la fuerza de Coriolis, que es muy importante en el campo del viento, se hace muy pequeña y por ello los vientos están influenciados principalmente por las condiciones locales y por el rozamiento proporcionado por las grandes irregularidades que presenta la cordillera de los Andes al ramificarse en tres sistemas, que se extienden longitudinalmente a lo largo del país con diferentes elevaciones. Además, los dos mares que lo bañan también tienen su papel en el comportamiento del viento. Esto hace que la dirección y la velocidad del viento varíen de un momento a otro y de un sitio a otro (*mapa 3.9*).

En el territorio colombiano, por el contraste mar-tierra en las costas y por la compleja orografía, se forman sistemas de circulación locales y de mesoescala (área aproximada de 50 x 50 km). Entre estas circulaciones se destaca la brisa mar-tierra y tierra-mar y los vientos montaña-valle y valle-montaña. La brisa de mar-tierra se presenta en las proximidades de las costas. Frecuentemente al final de la mañana se establece un viento que sopla del mar hacia la tierra y al comienzo de la tarde alcanza su intensidad máxima; después disminuye progresivamente y en la noche puede cesar o invertirse en una corriente dirigida de la tierra al mar. La brisa de valle-montaña se produce cuando las pendientes de las montañas se calientan por radiación solar y la temperatura del suelo se hace más elevada que la del aire; así, se establece una corriente que sube por las montañas o colinas en días soleados. En la noche se produce un proceso inverso: el aire desciende de las montañas a los valles.

Vientos locales de carácter fuerte también son importantes por los efectos devastadores. En general, en el trópico y en Colombia los factores descritos anteriormente tienen gran preponderancia en el aporte de humedad, en favorecer los movimientos verticales y en la formación de nubes convectivas, provocando chubascos o tormentas, en particular en la tarde, y pueden estar acompañados de vientos violentos de corta duración, cuyas velocidades en ocasiones pueden superar los 100 kph.

Sobre las regiones planas, como en la llanura del Caribe, la Orinoquia y la Amazonia, se observan circulaciones bastante definidas en el transcurso del año, directamente influenciadas por los vientos alisios, mientras que en los valles interandinos y en las zonas montañosas,



Mapa 3.9. Mapa del viento medio en Colombia. (Fuente: IDEAM)

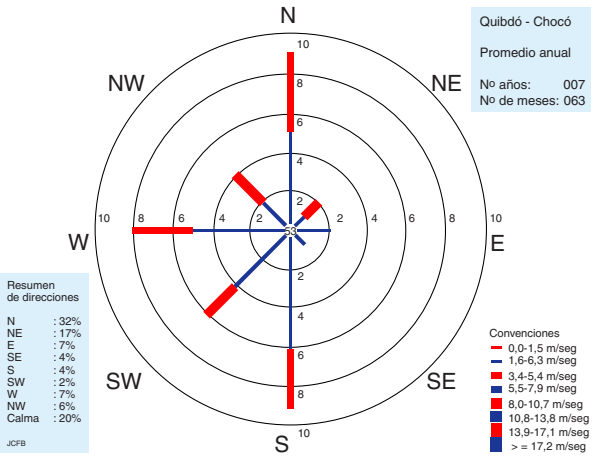
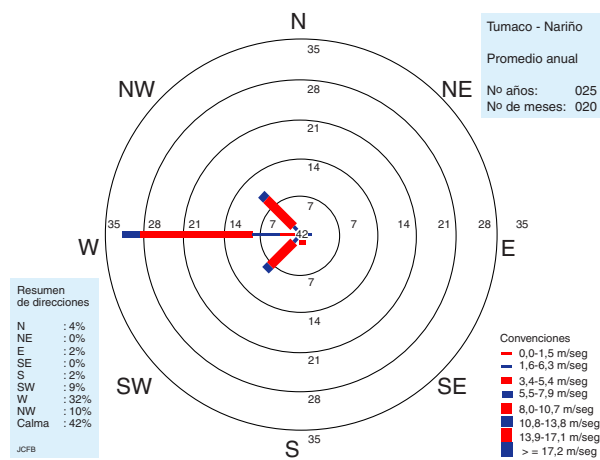
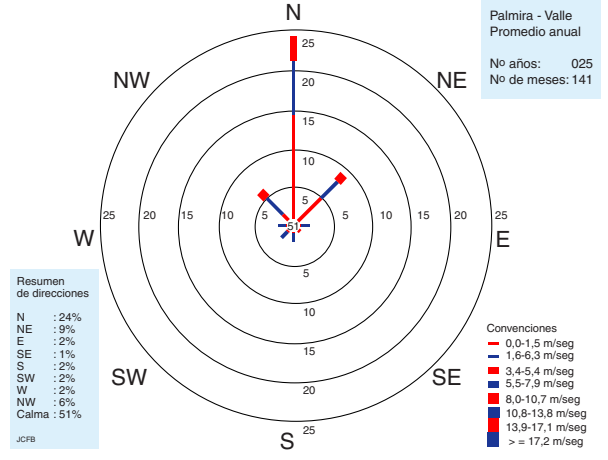
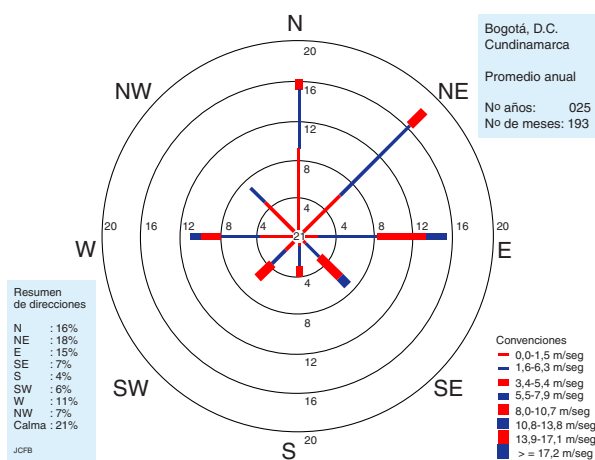
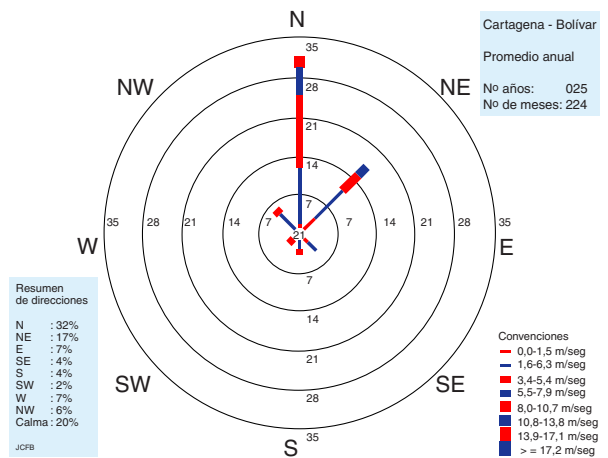
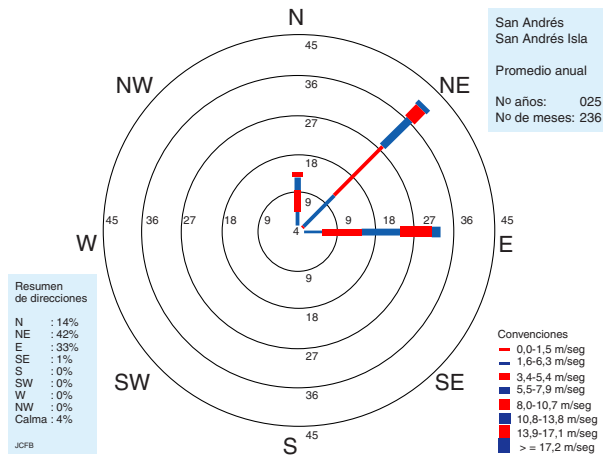


Figura 3.26a. Rosas de los vientos multianuales en San Andrés, Cartagena, Bogotá, Palmira, Quibdó y Tumaco. (Fuente: Ideam)

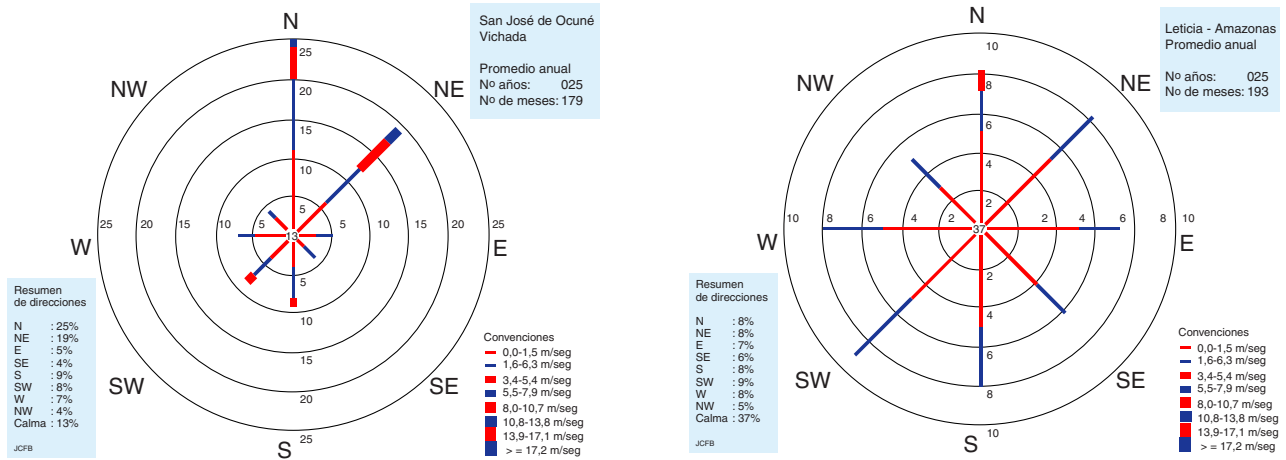


Figura 3.26b. Rosas de los vientos multianuales en San José de Ocué y Leticia. (Fuente: IDEAM)

a pesar de percibirse una ligera influencia de los alisios, las condiciones fisiográficas determinan en gran parte la dirección y velocidad del viento.

En la región Pacífica, el comportamiento del viento presenta particularidades en la dirección. Los vientos alisios del sureste del océano Pacífico alcanzan a sobrepasar el ecuador en gran parte del año, y por efecto de la fuerza de Coriolis, la desviación del viento tiene una componente oeste, presentándose circulaciones permanentes dirigidas del océano al litoral.

En las rosas de viento que se presentan en la figura 3.21a y b se destaca el comportamiento del viento multi-anual para las principales ciudades del país. La rosa de vientos es la representación gráfica del comportamiento de la velocidad y dirección del viento. La dirección del viento puede ser presentada en 4, 8, 12 y 16 rumbos. El gráfico ha sido dividido en ocho direcciones (N, NE, E, SE, S, SW, W, y NW) que son indicadores de donde proviene el viento y representados por barras dirigidas hacia el centro. Igualmente, para la velocidad se utilizan los ocho rangos recomendados por la Organización Meteorológica Mundial: se representan sobre las mismas barras indicadoras de la dirección, diferenciados por la variación del ancho de las barras, tal como se describe en las convenciones.

Como ejemplo se presenta aquí el régimen de vientos para Bogotá: predominan los vientos del noreste, en armonía con los vientos Alisios, con 17% de ocurrencia; sus velocidades varían principalmente entre 0,1 y 3,3 m/s, sin embargo, es posible que se presenten con menor frecuencia velocidades entre 3,3 y 5,4 m/s. Los efectos locales, como la brisa valle-montaña presentan una incidencia apreciable en el comportamiento del viento, por ello, en segundo lugar se presentan vientos del oeste con 13% de casos, cuyas velocidades fluctúan entre 0,1 y 7,9 m/s.

Disponibilidad hídrica en el suelo

Como técnica básica para conocer la disponibilidad de agua en el suelo se emplea el cálculo del balance hídrico a nivel decadal. El balance emplea como datos de entrada: precipitación, evapotranspiración potencial y almacenamiento total (en función de la textura y profundidad del suelo). A partir de esta información se obtiene la magnitud de excesos y deficiencias. El agua neta se ha obtenido a partir de la resta algebraica de estos dos valores y su resultado representa la disponibilidad hídrica real del suelo en promedio durante el año.

A continuación se describe en forma esquemática el comportamiento general, a escala anual, de la disponibilidad hídrica en zonas destacadas del territorio nacional con el rango medio de variación del agua disponible. Se entiende que a lo largo del año estas cifras varían considerablemente:

Áreas deficitarias:

Costa Atlántica y la Guajira (0 a 2.000 mm).

Cuenca del río Chicamocha (0 a 500 mm).

Área de Cúcuta (0 a 500 mm).

Altiplano Cundiboyacense (0 a 500 mm).

Cuenca del Magdalena, desde el sur del Huila hasta Honda, con máximos en áreas de Girardot y Neiva (0 a 500 mm).

Parte de la cuenca del alto Cauca, entre Cali y la Unión (0 a 500 mm).

Parte del altiplano Nariñense, incluida la cuenca del río Juanambú (0 a 500 mm).

Región de Arauca (0 a 500 mm).

Áreas de excesos:

Cuenca del Pacífico (1.000 a 6.000 mm).

Cuenca Amazónica (500 a 3.000 mm)

Cuenca del río Orinoco, a excepción de Arauca (0 a 3.000 mm).

Medio Magdalena (0 a 1.000 mm)

Estribaciones de la cordillera Central (0 a 1.000 mm).

Áreas del alto y medio Cauca (0 a 1.000 mm)

Bajo Cauca (0 a 3000 mm)

En total las áreas que presentan exceso neto durante el año representan 83% del territorio, y las áreas con déficit son el 17%.

Fenómenos meteorológicos y climatológicos adversos

Helada meteorológica

Climatología

En términos meteorológicos se dice que la helada es la ocurrencia de una temperatura igual o menor a 0 °C a un nivel de 1,5 a 2 m sobre el nivel del suelo, es decir, al nivel reglamentario al que se ubican las casetas de medición meteorológica. Desde el punto de vista agrometeorológico podría definirse una helada como la temperatura a la cual los tejidos de la planta comienzan a sufrir daño.

Consideraciones teóricas

En el momento en que dos objetos adyacentes o diferentes partes de un mismo objeto tienen temperaturas diferentes, la parte o el objeto más frío siempre gana calor a expensas del más caliente, a menos que los objetos se encuentren aislados entre sí. Es decir, existe una tendencia a que las diferencias de temperatura se disipen. El transporte de calor requerido es realizado por procesos denominados: radiación, conducción o convección.

La radiación: el calor y la luz del sol alcanzan la tierra en forma de radiación de onda corta. Parte de la energía radiante que penetra la atmósfera y alcanza la superficie terrestre se pierde a través de la reflexión, pero la mayor porción es absorbida elevando la temperatura de la superficie absorbente. La superficie de la tierra está emitiendo continuamente radiación de onda larga a una velocidad dependiente de su temperatura; sin embargo, durante el día la cantidad recibida del sol usualmente es mucho mayor que la pérdida, de modo que la temperatura de la superficie aumenta. Luego de la caída del sol la llegada de radiación de la atmósfera y de las nubes es por lo general insuficiente para contrarrestar la pérdida

de calor por la radiación saliente, y entonces la temperatura cae.

Conducción: El calor puede ser intercambiado entre dos cuerpos en contacto o diferentes partes de un mismo cuerpo por conducción, lo que se evidencia cuando, por ejemplo, se calienta una barra de hierro en un extremo y al momento lo hace el otro extremo. Lo mismo sucede entre el suelo y el aire; sin embargo, debido a que ambos son malos conductores de calor, el proceso de conducción juega un papel menor en la producción de la helada.

Convección: Durante un día claro y calmado, la temperatura del suelo se eleva por el calor recibido del sol y, al mismo tiempo, el aire en contacto inmediato con la superficie es calentado por conducción. Debido a que el aire es un pobre conductor, el calor de la superficie es transferido sólo a una delgada capa de aire. Sin embargo, tan pronto como este aire comienza a ser más caliente que la capa superior y circundante a él, su densidad disminuye y es forzado hacia arriba, mientras que el aire más frío, y por tanto más denso, se mueve hacia abajo y lo reemplaza. Este aire más frío a su vez es calentado por el suelo adyacente y el proceso se repite. El movimiento ascendente y descendente del aire es conocido como convección y constituye uno de los principales procesos de transferencia de calor en la atmósfera.

Durante la noche, la superficie de la tierra se enfría rápidamente debido a la pérdida de calor por radiación, y la temperatura del suelo se hace inferior a la de la capa de aire adyacente. Tan pronto como esto ocurre, el aire adyacente comienza a enfriarse por conducción, repitiéndose el proceso diurno pero en sentido inverso y tendiendo el aire frío a permanecer en la superficie.

Otros factores en el enfriamiento superficial

Vapor de agua: El vapor de agua contenido en la atmósfera juega un papel importante en la regulación de la emisión de calor de la tierra. Generalmente, a mayor cantidad de vapor de agua en la atmósfera, menor será la pérdida neta de calor radiativo hacia el espacio y más lenta la caída de temperatura en una noche clara y calmada. Esto ocurre debido a que el vapor de agua absorbe algo de la radiación de onda larga emitida por la superficie terrestre, que a su vez es emitida de nuevo hacia la tierra compensando en parte la pérdida original de calor.

Influencia del suelo y la vegetación: Los niveles intermedios del suelo son una fuente de calor durante la noche. La onda de calor se mueve hacia arriba dentro de la capa activa de suelo y reduce el enfriamiento noctur-

no; así mismo la humedad del suelo acelera este flujo de calor. De otra parte, el movimiento de calor se ve favorecido al estar el suelo compactado: los suelos secos y recientemente arados inhiben el movimiento de calor hacia la superficie. Por último, un suelo cubierto de rastrojo también cambia el patrón de temperatura y favorece el enfriamiento, al dificultar la llegada de calor del suelo durante la noche e impedir la llegada de radiación solar durante el día.

Viento: Cuando hay ausencia de éste, la formación de la inversión de temperatura durante la noche es más factible y, por lo tanto, es de esperarse la ocurrencia de una helada; en cambio, cuando en lugar de calma hay viento, la turbulencia que éste produce hace que los distintos estratos de aire se mezclen y se rompa la inversión, de tal forma que las capas calientes puedan llegar a ocupar las partes bajas, disminuyendo la probabilidad de bajas acentuadas de temperatura.

Topografía: Se puede decir que los terrenos en ladera y de pendiente suave pero definida son los menos propensos a las heladas, en tanto que los valles u hondonadas presentan un mayor número de ellas. La orientación de la ladera también es factor importante: en general, aquellos terrenos orientados hacia el sur presentarán menor probabilidad de heladas ya que recibirán durante el día la mayor cantidad de radiación solar. De otra parte, las formas cóncavas de terreno son más propensas al frío y a las heladas que las convexas.

Tipos de helada

Helada por advección: se dice que una helada es de advección cuando es ocasionada por la invasión de grandes masas de aire frío procedente de las regiones polares, y su acción es continua y por varios días. Este tipo de heladas es característico de las latitudes medias y altas.

Helada de radiación: Se origina en la pérdida de calor que sufren las plantas y el suelo al cederlo a la atmósfera durante la noche por el proceso de radiación. Este tipo de helada es favorecida por ciertas condiciones locales tales como ausencia de viento, cielo despejado y baja humedad del aire. Es la helada típica de las regiones tropicales. Estas heladas se dividen a su vez en las llamadas helada blanca y helada negra: la primera se produce cuando la temperatura baja hasta el punto de rocío y se forma entonces hielo cristalino sobre la planta, dando origen a la escarcha. En el caso de la helada negra, si la temperatura del aire no alcanza el punto de rocío no se formarán cristales, pero las plantas sufrirán quemaduras en sus tejidos, con un efecto mucho más perjudicial que el de la helada blanca.

Helada meteorológica en Colombia

En general, la helada meteorológica se presenta en Colombia en sitios localizados a más de 2.500 msnm. Como ejemplo de lugares afectados pueden situarse, en primer lugar, el altiplano Cundiboyacense, la montaña nariñense y algunos lugares agrícolas elevados en Antioquia (Llanos de Cuivá), Santander (Tona) y Boyacá (El Cocuy). Las estadísticas que se presentan a continuación son válidas para el altiplano Cundiboyacense (parte alta entre Sibaté y Sogamoso).

La totalidad del altiplano Cundiboyacense es susceptible de ser afectado por la helada. Sin embargo, las áreas de mayor riesgo son (*mapas 3.10 y 3.11*): Funza-Madrid-Mosquera, Nemocón-Ubaté y Duitama-Sogamoso; las de menor riesgo se localizan en Subachoque-Cotachía y alrededores de Tunja.

Las épocas de mayor riesgo son los meses de diciembre, enero y febrero, en especial durante la tercera década de diciembre y la segunda de enero. Las épocas de heladas se inician con menor riesgo en la segunda quincena de octubre y se extiende hasta la segunda quincena de marzo.

El 80% de los casos de heladas se presenta en diciembre, enero y febrero y 40% tiene una intensidad de 0 °C a -1 °C. Las heladas de mitad de año representan en conjunto menos de 10% de los casos y se registran principalmente en agosto.

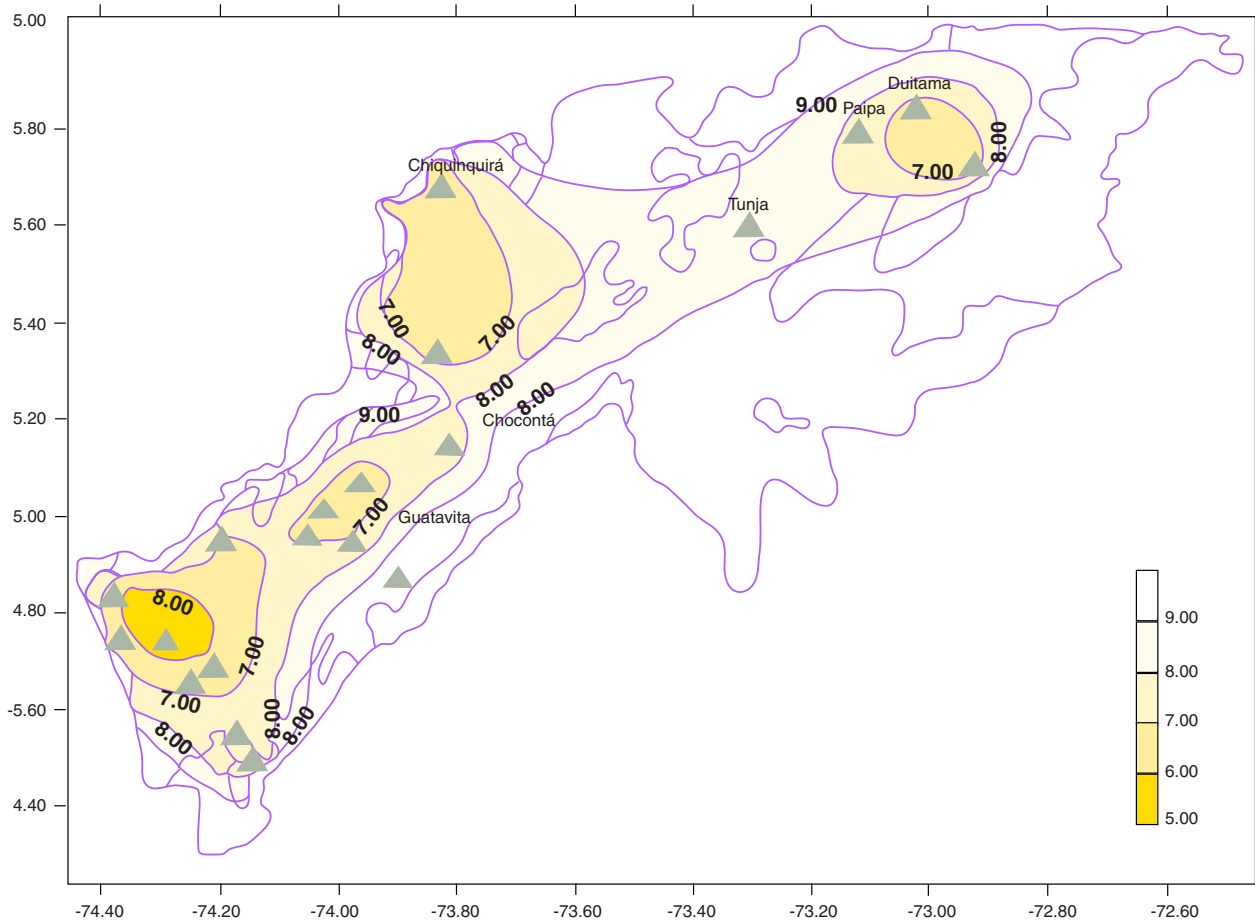
La probabilidad de que se presente una helada en un año en particular en cualquier década es superior a 80% en una buena parte de la zona, lo que significa que es altamente probable la presencia de por lo menos una helada al año, al menos en los núcleos de mayor riesgo.

Heladas más intensas del periodo

Durante 1997-1999 se registraron muy pocas heladas en el altiplano Cundiboyacense, destacándose los siguientes eventos: el 7 de marzo de 1997, Funza, con -1,5°C, y en diciembre, Sesquilé, Nemocón y Funza; en enero de 1998, Nemocón registró una temperatura mínima de -3,7 °C y el 18 de febrero Nemocón y Funza mostraron -0,2 °C. Durante 1999 no se presentaron heladas.

Sequía meteorológica

El significado de sequía depende del sector al que afecta. Para el agricultor, por ejemplo, una sequía puede tener lugar en el momento en que falte agua en la zona de raíces de la planta; para el hidrólogo, el concepto sugiere bajos niveles de agua en un río, lago o embalse; para el economista puede significar una escasez de agua que afec-



Mapa 3.10. Probabilidad de presentación de heladas en el altiplano Cundiboyacense. (Fuente: IDEAM)

ta adversamente la economía. Una definición adecuada del fenómeno, aplicable a todos los casos, es difícil de encontrar, pero tal vez la idea más general sea que se produce por una ausencia de abastecimiento hídrico durante un tiempo prolongado.

La sequía permanente se encuentra en zonas áridas donde no existe una época de lluvias marcada, en la cual se satisfagan las necesidades de agua de ciertos cultivos. En tales áreas, la agricultura es posible tan sólo con ayuda de riego durante el periodo vegetativo del cultivo

La sequía estacional es la que se presenta generalmente en las regiones tropicales: ocurre en áreas con una temporada seca bien definida que sigue a periodos de lluvia; esta sequía se espera cada año debido al comportamiento climático de los patrones de circulación atmosférica. La agricultura en secano sólo es posible durante la temporada lluviosa.

La sequía contingente es la más seria de todas. Es la ausencia de agua en un periodo, que normalmente es de abundante abastecimiento. Resulta de la variabilidad en el comportamiento climático de las lluvias en una región y se sucede durante periodos más o menos prolon-

gados, en los cuales las lluvias son consideradas menores de las normales.

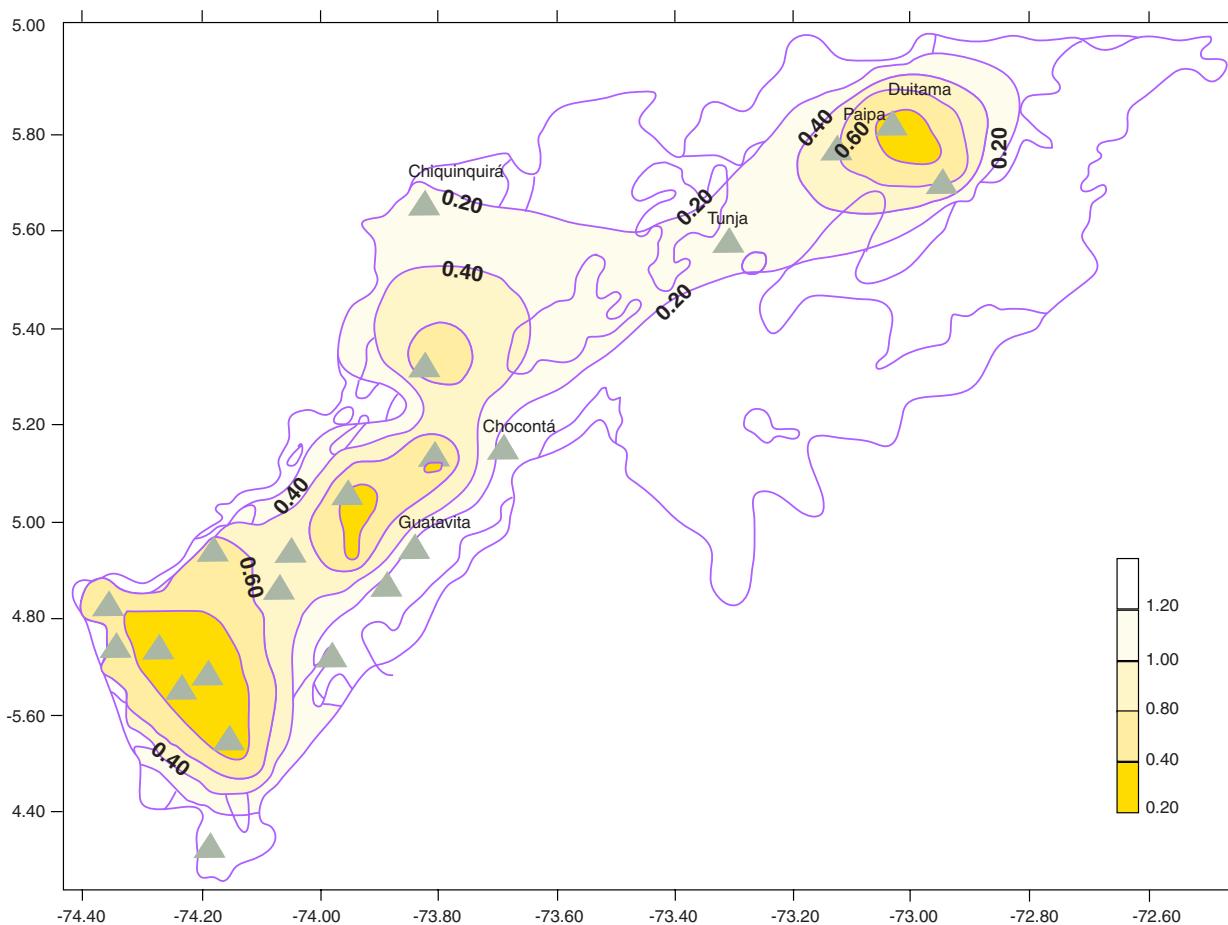
La sequía invisible es la más difícil de prever. Ocurre cada vez que el abastecimiento diario de agua por parte del suelo o de la lluvia es inferior a la necesidad hídrica de un cultivo en particular. Su efecto consiste en un lento resecaamiento del suelo y en una disminución del ritmo de crecimiento de la planta, produciendo baja en los rendimientos.

Índices de sequía

Una gran variedad de índices se usa con el fin de parametrizar las características espaciales y temporales de las sequías. Los índices utilizados tienen grados diferentes de complejidad: los hay desde aquéllos que utilizan un parámetro único, como la lluvia, hasta los que utilizan varios, como los que se basan en balances hídricos.

Índices de lluvia

La precipitación es el mayor factor que afecta la disponibilidad de agua a causa de sus grandes variaciones en



Mapa 3.11. Temperatura mínima del aire en el altiplano cundiboyacense. (Fuente: IDEAM)

tiempo y espacio. Entre las características de la lluvia más utilizadas están:

La comparación entre la lluvia actual y un valor central (media, mediana, etc.): estas medidas, por lo general, son más útiles con fines de planificación pero no tienen validez para calificar las demandas acumuladas de un sistema.

El uso de medidas de dispersión como la desviación estándar, rango, etc.: dentro de este grupo es muy conocido el índice desarrollado por Gibbs y Maher en 1967, que utiliza los deciles como límites para los diferentes rangos. Este método consiste en utilizar las curvas de frecuencia acumulada determinando los deciles de lluvia para cada serie; los límites de cada decil se calculan a partir de la curva de frecuencia, de manera que el primer decil es aquella lluvia que no es excedida por el 10% de los totales más bajos, y así sucesivamente. Este método tiene la ventaja de que es aplicable a series no distribuidas normalmente.

El índice se emplea así mismo con fines de evaluación de años y meses muy húmedos, presentando una doble utilidad que lo hace especialmente eficiente con fines operativos. Con el objeto de analizar la situación de los periodos de sequía, se determina que el fenómeno

ya se ha establecido cuando tres o más meses consecutivos presentan un índice igual a 3 o menor.

En Colombia la lluvia se clasifica en los siguientes rangos:

Rango	Clasificación	Probabilidad de ser inferior (%)
1	Muy por debajo de la media	Menos de 20
2	Bastante por debajo de la media	20 a 30
3	Debajo de la media	30 a 40
4	Media	40 a 60
5	Por encima de la media	60 a 70
6	Bastante por encima de la media	70 a 80
7	Muy por encima de la media	Mayor de 80

Tabla 3.5. Clasificación de la lluvia en Colombia.

Uso de algunos niveles críticos de agua: diversos autores han utilizado límites referidos a promedios semanales, decadales, mensuales o por temporadas. Es así como se habla de sequía cuando las lluvias semanales llegan al 50% de las normales, o las mensuales están por debajo del 60%.

Índices basados en el balance hídrico

Son los comúnmente utilizados para evaluar la sequía agrícola. La mayoría de estos índices son utilizados para expresar el grado en que es afectado un sistema agrícola. Al considerar la complejidad de los procesos físicos envueltos en la respuesta de la planta al déficit hídrico, se hace muy difícil cuantificar en forma precisa los efectos de una sequía. Por ello la sequía agrícola se evalúa generalmente de acuerdo con una gran cantidad de parámetros meteorológicos: los índices basados en el balance hídrico son tal vez los más precisos y describen un balance entre la oferta y la demanda de un sistema, según la ecuación para el ambiente planta-suelo:

$$R = Q + V + E + P + W$$

En donde R es la lluvia; Q, la escorrentía; V, el drenaje abajo de la zona de raíces; E, la evapotranspiración; W, cambio en el almacenamiento de agua, y P, el almacenamiento en la zona de raíces de la planta.

Para sequías persistentes los términos R, Q y V son cercanos a cero, y el balance entre W, P y E calificará la severidad de la sequía. En Colombia se desarrolló y se utiliza operativamente un índice de balance hídrico similar al empleado por Thornthwaite, con modificaciones en los coeficientes y en la forma de cálculo del balance hídrico. Además se utiliza la fórmula de Penman para el cálculo de la evapotranspiración potencial. El índice se calcula de acuerdo con la siguiente relación:

$$i = \text{esc}/2 * \text{etp} - \text{def}/\text{etp}$$

En donde esc es la escorrentía decadal o mensual; etp, la evapotranspiración; y def, el déficit observado durante el mismo periodo. Este índice se calcula a partir de dos supuestos básicos: a) se considera que 30 mm de exceso decadal son perjudiciales para cualquier cultivo y b) se considera que una reducción de 40% en la disponibilidad de agua en el suelo es igualmente perjudicial. El índice funciona muy bien en localidades con ETP de alrededor de 30 mm decadales, lo cual sucede en gran parte de las regiones agrícolas del país. Para efectos prácticos se divide en dos rangos secos, dos rangos húmedos y un rango normal.

Distribución temporal de la sequía y los periodos de exceso

Para efectuar la distribución temporal se analizaron los datos correspondientes al periodo 1961-1993 en la escala semestral.

Región Andina

En la *figura 3.22a* se muestra, en la escala semestral, el comportamiento de las sequías durante este periodo en forma de porcentaje de territorio cubierto por el fenómeno. También aparece el mismo comportamiento para los periodos de exceso y normalidad. Las sequías más extendidas se registraron en 1972-1973, 1976-1977 y 1991-1992, las cuales ocuparon más de un semestre consecutivo. Aparte de éstas, se presentaron algunas otras en semestres aislados pero ocupando también más de 50% del territorio, como sucedió con las sequías de los primeros semestres de 1961, 1985 y 1987.

Los periodos de exceso en esta región se concentraron principalmente en la década de los setenta, con especial significación de los presentados en el primer semestre de 1971 y en los segundos semestres de 1973 y 1975, los cuales, junto con el segundo semestre de 1988, ocuparon más de 50% de territorio. Es destacable el hecho de que tan sólo 11 semestres de los 66 estudiados ocuparon más de 30% de la extensión total de la región, mientras que en lo que hace referencia a la sequía, la totalidad de los 20 primeros semestres clasificados ocupó más de 30%. Podría deducirse que durante el periodo estudiado la región Andina ha sido más azotada por las deficiencias de lluvia que por sus excesos. Los periodos normales son aún más significativos: en más de 75% de los casos, la normalidad ha ocupado más de la mitad del territorio, lo que quiere decir que el hecho más común en la región Andina es que un determinado semestre se comporte de acuerdo con los parámetros considerados normales.

Región Caribe

En la *figura 3.22b* se muestra, en la escala semestral, el comportamiento de las sequías durante el periodo 1961-1993 en forma de porcentaje de territorio cubierto por el fenómeno. También aparece el mismo comportamiento para los periodos de exceso y normalidad. De acuerdo con la serie de datos analizada, se puede concluir que esta región ha sido más afectada por sequías que la región Andina, ya que alrededor de 28 casos han sido semestres secos que han ocupado más de 30% del territorio. Por años, el segundo semestre de 1982 ha sido el más extendido mientras que, al igual que en la región Andina, se destacaron también 1972, 1976 y 1991, con la particularidad de que todos estos casos se dieron en el segundo semestre. Los excesos dominaron más de $\frac{3}{4}$ partes del territorio en el primer semestre de 1981 y más de la mitad, en los segundos semestres de 1970, 1975 y 1988. Puede anotarse que los excesos son significativos en esta región, a diferencia de la anterior, y en periodos

tales como el principio de las décadas de los setenta y ochenta, cuando ocuparon porciones importantes de territorio durante más de un semestre. Los casos de normalidad dominan en buena parte de los casos, pero tan sólo en la tercera parte del tiempo el porcentaje de dominio es mayor a 50% de territorio.

Región Pacífica

En la *figura 3.22c* se muestra, en la escala semestral, el comportamiento de las sequías durante 1961-1993 en forma de porcentaje de territorio cubierto por el fenómeno. También aparece el mismo comportamiento para los periodos de exceso y normalidad. La sequía ha afectado menos a esta región que a la región Caribe, pero en una forma similar que a la región Andina. Los años 1991-1992 figuran entre los de mayor dominio de la sequía, así como varios años de la década de los ochenta, como 1983, 1985 y 1987, en su primer semestre, y 1982 y 1986 en su segundo semestre. Obviamente, estas 'sequías', especialmente en la parte correspondiente al Chocó, no han sido agrícolas sino atmosféricas, dado que los almacenamientos de agua en el suelo permanecen adecuados para los cultivos aún con la mitad de la precipitación normal. Por el contrario, los excesos no son muy frecuentes y la mayoría se presentaron en la década de los setenta, a saber: primer semestre de 1971 (el mayor) y el segundo semestre de 1973 y 1975; los demás casos de semestres excesivos no han dominado más de 50% del territorio. El comportamiento normal es nuevamente el que predomina en el historial de la serie y, en cerca de 80% de los semestres estudiados, este comportamiento ha dominado más de 50% del territorio.

Orinoquia-Amazonia

En la *figura 3.22d* se muestra, en la escala semestral, el comportamiento de las sequías durante este periodo en forma de porcentaje de territorio cubierto por el fenómeno. También aparece el mismo comportamiento para los periodos de exceso y normalidad. Esta es tal vez la región relativamente menos afectada por la sequía: de acuerdo con los resultados, el segundo semestre de 1961 fue el más seco; sin embargo, este resultado no es muy confiable dada la escasez de información de la época en esta región, por ello se prefiere tomar el segundo semestre de 1990 y el primero de 1985 como los más secos. En cuanto a los excesos, son destacables los presentados en 1971-1972, así como una serie de excesos recurrentes presentados durante 1981-1984. La normalidad predomina en la serie de datos; tan sólo en seis ocasiones, la normalidad no imperó en más de 50% del territorio.

Distribución probabilística de la sequía y periodos exceso

Se puede afirmar con suficiente margen de seguridad que entre una 1/4 y 1/5 parte del territorio puede presentar comportamiento normal en cualquier semestre, aún cuando las condiciones de exceso o sequía sean las predominantes. En promedio, una vez cada cinco años es posible esperar, en alguna de las regiones naturales del país, una sequía que cubra más de 50% del territorio. Este plazo es un poco menor en la región Caribe y mayor en la Orinoquia-Amazonia.

Es interesante notar que de las sequías presentadas, la extrema representa un porcentaje mínimo de casos y, en el caso más desfavorable (región Caribe), una vez cada cinco años puede alcanzar más de 10% de territorio. En la región Andina, la sequía extrema ha superado levemente el 5% de territorio tan sólo una vez en la serie de 33 años.

Los excesos pueden predominar sobre más de 40% del territorio una vez cada cinco años, en promedio, en las regiones Caribe y Andina y con un plazo mucho mayor en las otras regiones. De otra parte, los excesos extremos son un tanto más frecuentes que las sequías extremas, llegando a ocupar más de 10% del territorio una vez cada cinco años en las regiones Caribe y Pacífica.

Confort climático

El ser humano desarrolla todas sus actividades dentro de la atmósfera. La continua evolución de ésta influye de manera benéfica o adversa en el quehacer diario del hombre y en el funcionamiento general de su organismo. Su condición de ser sedentario lo relaciona directamente con el clima de su hábitat, y es, en definitiva, el factor climático el que facilita o reduce el desarrollo eficiente de sus actividades.

Una de las principales funciones del organismo es la de mantener constante la temperatura interior del cuerpo en 37 °C. Ello depende a su vez del equilibrio existente entre la producción de calor en el cuerpo y sus pérdidas y ganancias. El cuerpo debe disipar el calor al mismo ritmo que lo produce o lo recibe; una ligera elevación de su temperatura interior puede resultar peligrosa.

Al hablar de confort climático, o de una manera más precisa, de confort térmico, se debe considerar como elementos meteorológicos básicos la temperatura, la humedad, el viento y la radiación solar y su variabilidad a través del día y del año; además, debe tenerse en cuenta ciertos factores, como la constitución física, la edad, la dieta, el grado de alimentación y las influencias cultura-

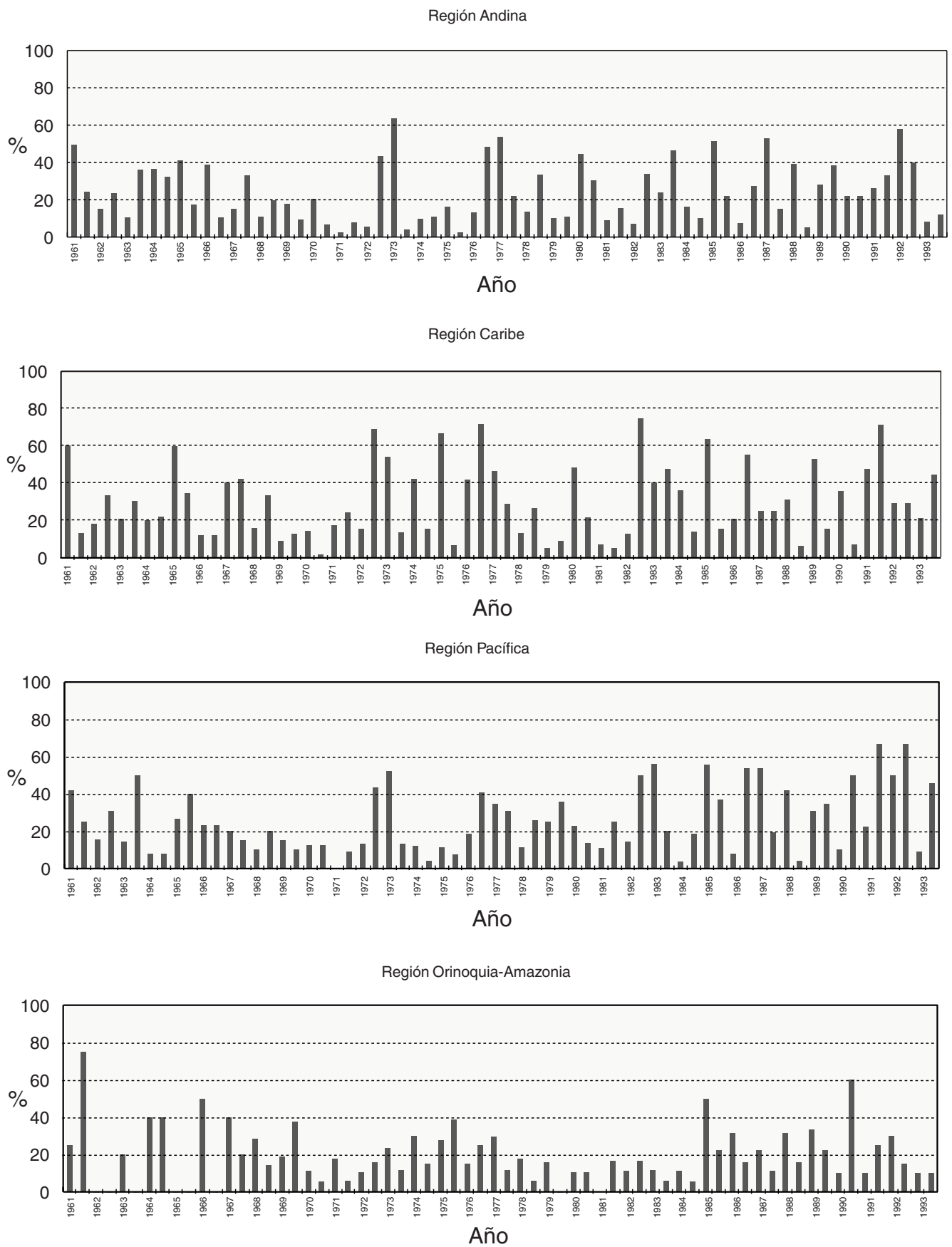


Figura 3.22. Comportamiento semestral de la sequía en las regiones de Colombia para el periodo 1961-1993. (Fuente: IDeAM)

les de los habitantes, así como las actividades al sol o sombra y la aclimatación. Esto debido a que las reacciones ante una determinada situación climática pueden variar bastante de un individuo a otro y, ya se trate de zonas rurales o urbanas y de acuerdo al tipo de asentamiento urbano, la falta de confort térmico varía, siendo en las áreas rurales donde se presentan menos alteraciones de las condiciones naturales. El mayor problema se da en las áreas urbanas, principalmente en aquellas de reciente desarrollo: su intensidad varía de acuerdo con el estrato social, pues las mejores áreas, más aireadas, más libres de los efectos contaminantes del tránsito vehicular o de las industrias y de los fenómenos naturales, corresponden a clases más altas.

Desde el punto de vista biotérmico, el principal inconveniente en las zonas cálidas es el de conseguir disipar con facilidad el calor metabólico que produce el cuerpo. Esto se consigue mediante la utilización de ciertos recursos llamados de termorregulación. El organismo humano es un sistema homeotérmico que funciona mediante una serie de procesos bioquímicos internos generadores de energía térmica en forma de calor metabólico. Todos los mecanismos corrientes de transmisión térmica —conducción, convección, radiación y evaporación— se dan en la interacción del cuerpo humano con su entorno. La sensación subjetiva de calor o frío depende de la intensidad con que estén funcionando los recursos de termorregulación, los cuales a su vez dependen de un limitado número de variables microclimáticas.

Los recursos de termorregulación pueden ser: el desplazamiento hacia lugares con mejores condiciones climáticas naturales, la fabricación de elementos que tienen como fin básico el control bioclimático (ropa, edificaciones) y, en general, la intervención sobre el medio ambiente para hacerlo más adecuado a las actividades humanas. Los mecanismos fisiológicos de termorregulación, como la sudoración, el flujo de circulación subcutánea, el ritmo respiratorio, la actividad muscular involuntaria, la modificación del apetito y del ritmo cardiaco, son de naturaleza involuntaria.

Así cuando hay tiempo frío y viento fuerte, se utiliza como mecanismo de termorregulación para mantener la temperatura, el uso de ropa adecuada o permanecer en sitios abrigados. Si el medio ambiente está a una temperatura inferior a la de la piel, se producirán pérdidas por radiación, que se aumentan por el movimiento del aire o de la persona; en este caso la humedad tiene poco efecto sobre el bienestar humano, aunque el aire seco puede causar sed.

En el caso de que el medio ambiente se encuentre a mayor temperatura, el mecanismo de termorregulación

que utiliza el ser humano es la transpiración, dando lugar así a una refrigeración natural en el organismo que tiende a equilibrar la temperatura. Si además hay movimiento del aire, se acelera la disipación del calor por evaporación: el cuerpo humano está en capacidad de evaporar hasta 3 kg. de agua por hora. Con temperaturas y humedades altas (mayores de 26 °C y 80% de humedad relativa), el trabajo físico se vuelve agotador, ya que el aire pierde la capacidad de admitir vapor; este factor puede volverse aún mucho más crítico si el viento está en calma. Pero si se presentan humedades relativas menores a 25%, se tiene el otro extremo: la excesiva y rápida evaporación del sudor puede producir deshidratación del organismo y perturbaciones por enfriamiento.

La clasificación desde el punto de vista del confort climático propiamente dicho involucra aspectos bastante complejos, como la actividad misma del ser humano cuando realiza grandes esfuerzos físicos al sol o a la sombra, o cuando su actividad es sedentaria bajo las mismas condiciones. Así mismo, la variabilidad estacional e interanual de los parámetros meteorológicos, o su sola variabilidad diaria, puede ubicar el clima de un lugar como confortable en ciertas horas del día y como riguroso en otras. De ahí la importancia de considerar el efecto del viento, el cual se constituye un factor más efectivo en las sensaciones de frío que la misma temperatura.

Existen igualmente otros factores, como las características de aclimatación de los habitantes, que definen para éstos el clima como riguroso o no. La capacidad de respuesta a las variaciones del medio cambia notablemente de un individuo a otro, dependiendo, no solamente de su condición física y mental, sino también del lugar de residencia. Es así, como las personas que han nacido y vivido permanentemente en lugares, cuyos valores de temperatura y humedad se encuentran fuera de los límites de confort, pueden desempeñar trabajos que requieren gran esfuerzo, sin que su salud se deteriore notablemente ni experimenten agotamiento peligroso.

La condición ideal para esta clasificación parte del supuesto de considerar un hombre vestido con ropa liviana, en reposo o en actividad sedentaria y a la sombra, ignorando deliberadamente el efecto del viento.

Confort climático en Colombia

Con el análisis de los valores medios anuales de la temperatura del aire y la humedad relativa de 296 estaciones meteorológicas en Colombia, sólo se obtuvo una idea aproximada de la realidad climática media, puesto que en

las diferentes épocas del año el viento registra variaciones significativas, tanto en intensidad como en dirección.

Tan sólo 19% de las estaciones seleccionadas entran en la zona de confort: éstas se hallan ubicadas entre los 1.000 y 2.000 msnm, agrupándose 63% de ellas entre 1.200 y 1.600 msnm. Las características climáticas de esta franja (1.000-2.000 msnm) son en términos generales homogéneas en lo que a temperatura, humedad relativa y brillo solar se refieren: 18 °C a 23 °C, 65% a 85% de humedad y 1.450 a 1.800 h anuales de brillo solar. No así la precipitación, que esta íntimamente ligada al movimiento de la Zona de Confluencia Intertropical (ZCIT) y a los efectos de carácter orográfico, los cuales tienen gran incidencia a su vez en el movimiento del aire (viento).

Como una primera aproximación, los sitios ubicados entre 1.000 y 2.000 m de elevación pueden considerarse de climas confortables, aún cuando algunas áreas de la costa Atlántica y los llanos Orientales, ubicadas por debajo de los 1.000 msnm, podrían quedar enmarcadas dentro de la zona de confort, por cuanto sus valores medios de humedad y temperatura a ciertas horas del día o de la noche corresponden a los umbrales delimitados. Estas áreas son regiones bien ventiladas por los vientos alisios del noreste; igualmente, en el litoral es bastante notoria la influencia de las brisas de mar y tierra, que atenúan en cierto grado las condiciones rigurosas de la región.

Clasificaciones climáticas para Colombia

Clasificación agroclimática de Thornthwaite

El país se ha clasificado utilizando el índice hídrico de Thornthwaite (*mapa 3.12*), especialmente útil para fines agroclimáticos pues involucra parámetros tales como la evapotranspiración potencial y la oferta hídrica y evalúa su comportamiento temporal.

El índice se ha calculado según la ecuación:

$$I = (100 * EXC - 60 * DEF) / ETP$$

En donde,

I: índice hídrico de Thornthwaite

EXC: exceso total anual

DEF: déficit total anual

ETP: evapotranspiración potencial

Con fines de clasificación, el índice se ha asignado de acuerdo con los siguientes rangos: árido (déficit mayor a 1.000 mm/año); semiárido (déficit mayor a 500 mm/año); seco (déficit de 0 a 500 mm/año); adecuado (exce-

so de 0 a 500 mm/año); semihúmedo (exceso de 500 a 1.000 mm/año); moderadamente húmedo (exceso de 1.000 a 1.500 mm/año); muy húmedo (exceso de 1.500 a 2.000 mm/año) y superhúmedo (exceso mayor de 2.000 mm/año).

El clima que refleja la mayor disponibilidad hídrica en el suelo es el superhúmedo, el cual ocupa en el país toda la cuenca Amazónica, el sur de la Orinoquia, incluidas las estribaciones de la cordillera Oriental, el centro y norte de la cuenca del Pacífico, el bajo Cauca y parte del medio Magdalena. En tanto que los climas húmedo, semihúmedo y subhúmedo se encuentran hacia las estribaciones de las tres cordilleras, en la Orinoquia y en áreas del medio Magdalena y bajo Cauca.

Los climas seco y semiárido ocupan la mayor parte de la costa Atlántica, la cuenca de los ríos Sogamoso y Chicamocha, el altiplano Cundiboyacense, la cuenca del río Bogotá, parte de los valles del medio y alto Magdalena, parte del departamento del Valle del Cauca y áreas del medio Cauca antioqueño; así mismo, áreas del altiplano Nariñense. Por su parte, el clima árido se presenta en toda la media y alta Guajira y en áreas aisladas, como el desierto de la Tatacoa, en el Huila, e inmediaciones de Cúcuta.

Clasificación climática según Caldas

Fue ideada en 1802 por Francisco José de Caldas, quien consideró únicamente la variación de la temperatura con la altura (isos térmicos). Su aplicabilidad es exclusiva para el trópico americano. Establece cinco pisos térmicos así:

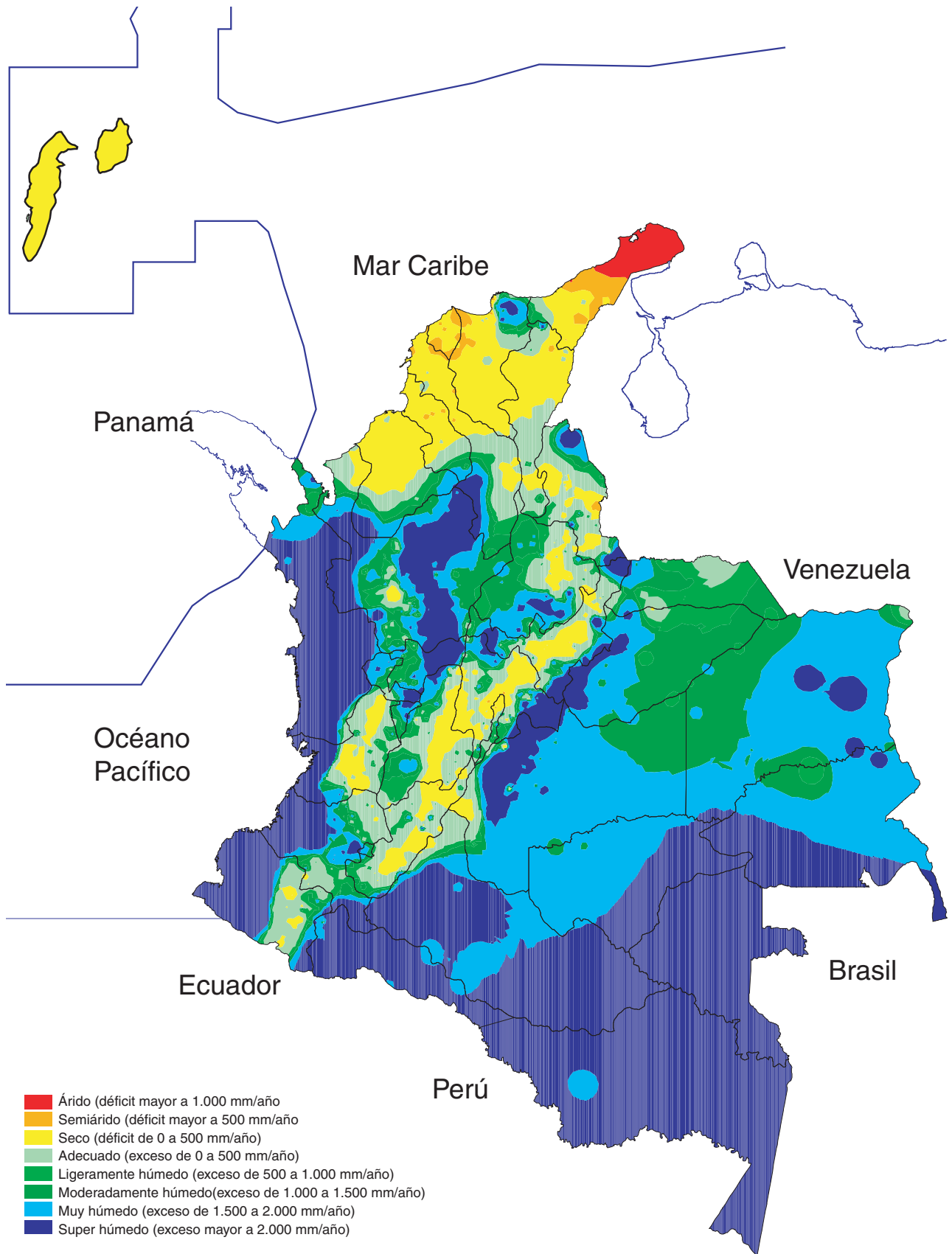
Rango	Clasificación	Probabilidad de ser inferior (%)
1	Muy por debajo de la media	Menos de 20
2	Bastante por debajo de la media	20 a 30
3	Debajo de la media	30 a 40
4	Media	40 a 60
5	Por encima de la media	60 a 70
6	Bastante por encima de la media	70 a 80
7	Muy por encima de la media	Mayor de 80

Tabla 3.6. Clasificación climática según Caldas.

Clasificación climática según Lang

La clasificación de Richard Lang, establecida en 1915, utiliza la precipitación anual en milímetros y la temperatura media anual en grados Celsius; ambos parámetros se relacionan mediante el cociente entre la precipitación (P) y la temperatura (T), llamado factor de Lang, obteniéndose seis clases de clima. En el mapa 3.13 se muestra la clasificación de Lang para el caso colombiano.

Mapa 3.12. Confort térmico en Colombia. (Fuente: IDEAM)



Mapa 3.13. Clasificación agroclimática en Colombia con base en el índice hídrico de Thornthwaite. (Fuente: Ideam)