



Presidencia de la Nación



Secretaría de Recursos Naturales y Desarrollo Sustentable

La atmósfera y los incendios



Plan Nacional de
Manejo del Fuego
Secretaría de
Recursos Naturales
y Desarrollo Sustentable



Presidencia de la Nación



Secretaría
de Recursos
Naturales y
Desarrollo
Sustentable

Secretario de Recursos Naturales y Desarrollo Sustentable
Ing. María Julia Alsogaray

Subsecretario de Ordenamiento Ambiental y Coordinador General del PRODIA
Ing. Raúl A. Castellini

Coordinador General del Plan Nacional de Manejo del Fuego
Carlos A. Bunge



Plan Nacional de
Manejo del Fuego
Secretaría de
Recursos Naturales
y Desarrollo Sustentable

La atmósfera y los incendios

Autoras

María del Carmen Dentoni

*Plan Nacional de Manejo del Fuego
Secretaría de Recursos Naturales y Desarrollo Sustentable*

Silvia Bibiana Cerne

*Departamento de Ciencias de la Atmósfera y Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales - Universidad de Buenos Aires*

Agradecimientos

Agradecemos a las autoridades de la Secretaría de Recursos Naturales y Desarrollo Sustentable que, a través del PRODIA, hicieron posible esta publicación.

Asimismo expresamos nuestro reconocimiento a:

- Las autoridades del Plan Nacional de Manejo del Fuego por haber facilitado la elaboración del libro.
- El Coordinador Técnico del mismo, Sr. Roberto Heredia por su apoyo permanente.
- Al Dr. Guillermo Defossé, al Dr. Héctor del Valle, al Lic. Santiago Bondel y al Ing. Fernando Epele, por sus comentarios sobre el texto.
- Al Dr. Eric Lichtenstein por la detallada revisión del texto y sus valiosas sugerencias.
- Al Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y el Centro Argentino de Meteorólogos (CAM) por los gráficos aportados.

Plan Nacional de Manejo del Fuego

La República Argentina cuenta con unos de los climas más variados debido a la extensión de su territorio, lo que produce exposición al riesgo de incendios forestales durante todo el año. Estos siniestros, que sostenidamente han contribuido al achicamiento de nuestra masa boscosa, han producido también un impacto socioeconómico y ambiental importante, lo que sumado a la falta de conciencia en el uso del fuego como herramienta, y a la carencia de políticas orientadoras por parte de los organismos oficiales, han hecho que se desperdiciaran esfuerzos valiosos en acciones coyunturales y siempre tardías.

El gobierno del Señor Presidente de la Nación, Dr. Carlos Saúl Menem, decidió resolver el problema organizativo en materia de incendios forestales. En ese marco, la Señora Secretario de Recursos Naturales y Desarrollo Sustentable, Ing. María Julia Alsogaray creó el Plan Nacional de Manejo del Fuego que establece entre otras cosas, un mando único de gestión descentralizada, con dos objetivos principales: Prevención y Control de Incendios. Para ello se dividió al país en seis regiones por similitudes fitogeográficas a fin de agilizar la toma de decisiones por parte de los técnicos.

Los acontecimientos internacionales demuestran, que con motivo del recalentamiento global y la migración de las poblaciones hacia lugares con zonas boscosas, la ocurrencia de catástrofes de magnitud lejos de disminuir se ven incrementadas. Es por ello que se necesitan políticas responsables con el apoyo de toda la sociedad y un mayor profesionalismo para la supresión de los incendios.

La meteorología tiene un efecto fundamental en la ocurrencia de los incendios, como también en el comportamiento de los mismos. Es por ello que otorgándosele una particular importancia a esta rama específica, se ha producido este manual a fin de anticipar efectos no deseados por los técnicos que tienen la misión de combatir los fuegos, minimizar los daños y mantener a salvo la integridad física de los hombres que combaten las llamas.

Introducción

Incendios de distinta magnitud, afectan todos los años extensas superficies de bosques, arbustales y pastizales de nuestro país, poniendo en riesgo vidas humanas, estructuras y otros valores económicos. La ocurrencia y el comportamiento de estos incendios son el resultado de una compleja interacción entre acciones antrópicas y condicionantes ambientales. Si bien nuestro interés principal se centrará en analizar el efecto de los distintos procesos meteorológicos sobre los incendios, el análisis contemplará también otros aspectos tales como la vegetación y la topografía.

El estado medio de la atmósfera durante un intervalo de varios años en un determinado lugar se denomina clima. Este clima, en conjunto con otros factores ambientales, da características propias a la vegetación de cada región que condicionan su posterior respuesta a la presencia del fuego. El conocimiento del clima de una región permite predecir la época y duración media de la temporada de incendios, la probabilidad de ocurrencia de temporadas de extrema severidad, y otros aspectos de interés para las actividades de presupresión.

El estado de la atmósfera en un instante y lugar determinados, se denomina tiempo. Las condiciones del tiempo, antes y durante cada temporada de incendios, regulan la cantidad y contenido de humedad que tendrán los combustibles vegetales, como así también la disponibilidad de agua en las cuencas. En el momento de ocurrencia de cada incendio en particular, el tiempo afecta directamente a parámetros de comportamiento del fuego como son la velocidad de propagación, la intensidad, el desarrollo de la columna convectiva y la ocurrencia de focos secundarios. La topografía tiene un importante efecto sobre la temperatura y el contenido de humedad de los combustibles, así como también sobre la dirección y velocidad de los vientos locales.

No sólo la atmósfera afecta al comportamiento del fuego, sino que también éste genera modificaciones en las condiciones atmosféricas de su entorno. Durante el desarrollo de un incendio, las variables que describen el estado de la atmósfera pueden verse significativamente modificadas como consecuencia de la presencia del fuego. Asimismo, el fuego produce cambios en la cobertura vegetal y en la superficie del suelo, generando modificaciones en el microclima local post-fuego con distintas consecuencias sobre los ecosistemas.

El conocimiento sobre la interacción entre la atmósfera y los incendios es de fundamental importancia para la elaboración de planes de manejo del fuego, que contemplen la preservación de los ecosistemas, reduzcan los costos de supresión, y disminuyan el riesgo de pérdida de vidas humanas, de plantaciones y de estructuras edilicias.

Prólogo

En la Argentina los incendios devastan anualmente grandes áreas de bosques, pastizales y sembradíos y destruyen construcciones y viviendas, causando así grandes pérdidas y también desgracias personales. La reconstrucción de las áreas afectadas, por ejemplo la reforestación de bosques destruidos, demanda fuertes inversiones económicas y años de trabajo.

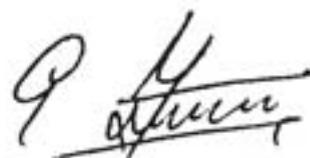
La atmósfera incide en los incendios, por ejemplo un rayo es a menudo el iniciador del fuego y un intenso viento propaga el incendio con mucha rapidez, haciéndolo a veces incontrolable. Sin embargo, no se ha desarrollado en la Argentina un área de la Meteorología aplicada a los incendios, mientras que en otros países existe extensa información sobre el particular. La bibliografía en español sobre este tema es escasa, siendo esto un gran inconveniente para que los interesados tengan acceso a la misma.

A través de numerosos cursos de capacitación destinados al personal responsable de distintas actividades relacionadas con el manejo del fuego, dictados por una de las autoras del presente texto, Licenciada María del Carmen Dentoni, se percibió la gran avidez del personal citado en el área de Meteorología.

Atento a lo expuesto, la Secretaría de Recursos Naturales y Desarrollo Sustentable, a través del Plan Nacional de Manejo del Fuego, ha hecho posible la redacción de este texto y la misma Secretaría, mediante el Programa Desarrollo Institucional Ambiental (PRODIA), fue la encargada de su publicación.

La Licenciada Silvia Bibiana Ceme de la Universidad de Buenos Aires, ha participado en la redacción de este libro que viene a llenar un sensible vacío y es un excelente ejemplo de un trabajo colaborativo. Escrito en un lenguaje sencillo y claro, está dirigido a todos aquellos cuyas actividades se relacionan con los distintos aspectos del manejo del fuego. El texto invita a una mayor fluidez en la comunicación con los pronosticadores y a observar atentamente el estado del tiempo para precaverse de sus cambios repentinos.

He leído el texto con mucho interés, pues es un avance significativo en la aplicación de la meteorología a problemas prácticos, en este caso a los disturbios causados por los incendios. Recomendando calurosamente el uso de este manual, no sólo a los que trabajan en los incendios sino también a todos aquellos que realicen trabajos expuestos al tiempo y clima.



Dr. Eric Lichtenstein
Profesor Titular Meteorología Sinóptica
Departamento de Ciencias de la Atmósfera
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Universidad de Buenos Aires

Capítulo 1

**Ideas básicas sobre
meteorología**

Ideas básicas sobre meteorología

Definimos a la *meteorología* como el estudio de la atmósfera y de los fenómenos que en ella ocurren. El término *meteorología*, derivado de *meteoros*, se remonta al filósofo griego Aristóteles (384-322 a.C.) quien, en su tratado denominado *Meteorologica*, intentó explicar algunos fenómenos atmosféricos y resumió los conocimientos con los que se contaba hasta ese momento sobre tiempo, clima, astronomía, geografía y química (Frisinger 1983). El nacimiento de la meteorología como ciencia genuina, tuvo lugar con la invención de instrumentos como el termómetro, el barómetro y el higrómetro que permitieron hacer observaciones de la atmósfera y, a partir de ellas, intentar explicar los fenómenos meteorológicos haciendo uso de leyes físicas. Un hito muy importante en la historia de la meteorología lo marcó la invención del telégrafo en 1843, que permitió la transmisión entre distintas localidades de los datos obtenidos en las observaciones meteorológicas. Otro paso importante fue dado en los años '50, con el desarrollo de computadoras que permitieron resolver en forma rápida las ecuaciones que describen el estado de la atmósfera en un momento determinado y predecir su estado futuro. La puesta en órbita de satélites meteorológicos aportó gran cantidad de información para el estudio de la atmósfera y los fenómenos que en ella ocurren.

En nuestro país, el primer organismo oficial dedicado a las actividades meteorológicas fue la Oficina Meteorológica Argentina, fundada en 1872. Muchos esfuerzos se hicieron desde esa época hasta llegar al actual Servicio Meteorológico Nacional, con su red de estaciones meteorológicas extendida en todo el país, incluyendo la región Antártica Argentina.

1.1 Tiempo y clima

La palabra *tiempo* se refiere al estado de la atmósfera en un determinado momento y lugar. El estado del tiempo se describe mediante elementos, también llamados variables, como son la temperatura, la presión atmosférica, la humedad, las nubes, la precipitación, la visibilidad, el viento, y otras. La observación y la medición de estos elementos durante períodos suficientemente largos, permite establecer las condiciones medias del tiempo; a estas condiciones medias las llamaremos *clima*. Cuando hablamos del clima de una región, y para obtener una caracterización completa del mismo, además de las condiciones medias también debemos tener en cuenta los extremos alcanzados por cada variable

(p. ej.: la máxima precipitación históricamente registrada en un determinada localidad) y la frecuencia con que los mismos se producen. Tanto el tiempo como el clima de cada región, tienen gran influencia sobre la frecuencia de ocurrencia y el comportamiento del fuego.

Las características climáticas condicionan aspectos como la época típica y la duración promedio de la temporada de incendios (generalmente, aquellos períodos en que las altas temperaturas se combinan con escasas precipitaciones), la probabi-

lidad de ocurrencia de temporadas con características extremas de peligro, la frecuencia media de ocurrencia de focos de fuego por tormentas eléctricas (Fig. 1.1) y la probable disponibilidad de combustibles vegetales en cada época. Por lo tanto, el conocimiento del clima permite una mayor eficiencia en la asignación regional de recursos humanos y materiales para el combate de incendios.

El tiempo, en cambio, es el responsable de la modificación diaria del estado de la vegetación. En la década de los '30, investigadores como Wright (1932) en Canadá y Gisborne (1933) en los Estados Unidos, comenzaron a notar que las fluctuaciones en el contenido de humedad de los combustibles estaban en gran parte controladas por las variables meteorológicas. Se observó también, que el estado del tiempo afectaba directamente al comportamiento de los incendios, además de hacerlo en forma indirecta a través de los combustibles vegetales. A partir de entonces, comenzaron a desarrollarse métodos que permitieran establecer, día a día, el peligro que presentaría la probable ocurrencia de un incendio tomando en cuenta variables meteorológicas como la temperatura, la humedad y el viento; nacieron así los *Índices meteorológicos de peligro de incendio*.

1.2 Observaciones meteorológicas

Para conocer e informar sobre el estado del tiempo y sobre el clima, los pasos necesarios son: observar la atmósfera, almacenar los datos obtenidos de las observaciones, analizarlos, predecir como evolucionarán las condiciones atmosféricas y difundir los resultados de los análisis y de los pronósticos. Cada uno de los pasos mencionados es igualmente importante y tiene que ser llevado a cabo tomando los recaudos necesarios para que la información que llega al usuario sea representativa de la realidad y útil para sus propósitos y/o necesidades.



Figura 1.1

Foco de fuego iniciado por un rayo en la Región Fitogeográfica del Monte (Cabrera 1976), en las proximidades de la ciudad de Puerto Madryn, Chubut. Fotografía cortesía del Sr. J. Artucio.



Figura 1.2
Estación meteorológica perteneciente a la red de estaciones del Servicio Meteorológico Nacional, ubicada en el aeropuerto de la ciudad de Trelew, Chubut.

Los sistemas atmosféricos (ciclones, anticiclones, frentes,...) que producen cambios en el estado del tiempo se mueven de una región a otra y afectan grandes áreas. Esto hace necesario que se efectúen observaciones meteorológicas en distintos lugares y que las mismas puedan ser comparadas entre sí. Por este motivo, las observaciones deben ser hechas bajo condiciones similares y en forma simultánea. La Organización Meteorológica Mundial (OMM), organismo intergubernamental dependiente de las Naciones Unidas, es la encargada de elaborar normas internacionales sobre distintos aspectos de la actividad meteorológica, entre ellos, las condiciones en que deben hacerse las observaciones.

El Servicio Meteorológico Nacional (SMN) cuenta con una extensa red de estaciones en todo nuestro país que cumplen con los requerimientos de la OMM en lo que hace a instrumental, ubicación y horas en que se efectúan las observaciones (Fig. 1.2).



Figura 1.3
Los radiosondeos permiten conocer la distribución vertical de las variables meteorológicas.

La necesidad de conocer la distribución vertical de las variables meteorológicas, hace que en algunas estaciones se hagan observaciones de las mismas hasta una altura de aproximadamente 30 km, utilizando radiosondas (Fig. 1.3). Un radiosonda se conforma de una caja liviana equipada con instrumental meteorológico y con un radiotransmisor y adosada a un globo de gas hidrógeno y a un paracaídas. Durante el ascenso del globo, los sensores registran mediciones de temperatura del aire, humedad, y presión, que transmiten a la superficie por señales de radio. El seguimiento del globo desde la superficie permite obtener información sobre las variaciones del viento con la altura. Las estaciones que

miden las variables cerca de la superficie del suelo conforman la *red sinóptica de estaciones de superficie* y, las que miden las variables a través de la atmósfera, son llamadas *aerológicas*. La información obtenida en las estaciones sinópticas y aerológicas, es complementada con información satelital, de radares meteorológicos, de aviones, de barcos, de boyas y de estaciones automáticas de superficie.

Además de las estaciones pertenecientes al SMN, hay estaciones instaladas por otros organismos con fines específicos que pueden o no cumplir con los requerimientos de la OMM. Cuando se utiliza información de estaciones pertenecientes a distintas organizaciones hay que analizar si la misma es "comparable", es decir, si se utilizó el mismo instrumental, si están ubicadas en predios con características similares y si las observaciones fueron efectuadas a la misma hora.

Las observaciones efectuadas en las distintas estaciones pertenecientes a la red del SMN, son inmediatamente transmitidas a centros regionales concentradores y de allí a un único centro nacional de concentración de información (edificio central del SMN). Desde este centro concentrador, la información se transfiere a Centros Meteorológicos Mundiales ubicados en Melbourne, Moscú y Washington D. C., concentra la información meteorológica de todo el mundo. En el SMN se almacena la información para su posterior procesamiento (SMN 1987).

En general, las estaciones meteorológicas están instaladas de modo tal que registren las condiciones "medias" en el área de interés. Sin embargo, el cálculo de los índices de peligro de incendio requiere de observaciones meteorológicas que deben ser representativas de las condiciones atmosféricas más críticas para los incendios. Es conveniente que las estaciones meteorológicas instaladas para tal fin estén ubicadas en amplios espacios abiertos, sobre superficies planas y con cobertura vegetal baja, lejos de obstrucciones y de fuentes de polvo o de humedad. Las estaciones tienen que estar situadas de modo que reciban radiación solar durante todo el día, o la máxima posible durante la temporada de incendios. En las regiones montañosas, las estaciones deben ubicarse sobre laderas bajas con exposición norte u oeste, donde en las primeras horas de la tarde se presentan las condiciones más extremas para el peligro de incendios (Deeming *et al.* 1972).

Para la instalación de estaciones meteorológicas con el objetivo de estimar el peligro de incendio, deben seguirse las siguientes normas¹ (Finklin y Fisher 1990):

- **Ubicar la estación en un lugar representativo de las condiciones existentes en el área de interés. Tener en cuenta la cobertura vegetal, la topografía, la elevación del terreno, los patrones de viento locales, etc.**
- **Elegir un lugar que garantice la operación de la estación a largo plazo, sin que cambien significativamente las condiciones del entorno. Prever situaciones como la construcción de caminos o**

(1) Estas normas son también válidas para estaciones meteorológicas instaladas con otros objetivos.

edificios en las proximidades de la estación, el crecimiento de vegetación cercana y la posibilidad de acceso durante el período en que se piensa utilizar la estación.

- **Instalar la estación de manera que los datos sean representativos del área en la que está instalada.** Considerar los requerimientos de exposición de cada instrumento en relación con factores tales como: (1) vientos dominantes; (2) obstrucciones presentadas al viento, a la precipitación y a la radiación; (3) cubierta vegetal; (4) proximidad a superficies que reflejen o emitan radiación y (5) topografía.

De acuerdo con las normas enumeradas anteriormente, las siguientes situaciones deben evitarse al seleccionar el lugar donde se instalará la estación:

- **Fuentes de polvo en suspensión, como caminos o áreas de estacionamiento.** Si esto es inevitable, la estación debe ubicarse a por lo menos 30 m de la fuente en sentido contrario al de los vientos dominantes (de manera que la estación quede a barlovento de la fuente de polvo en cuestión y que el viento no lleve el polvo sobre la misma).
- **Fuentes de humedad, como áreas cubiertas de césped bajo riego, pasturas, jardines, áreas pantanosas, ríos, etc.** Si estas condiciones son inevitables, ubicar la estación a más de 100 m en sentido contrario al de los vientos dominantes (de manera que la estación quede a barlovento de la fuente de humedad en cuestión).
- **Grandes superficies reflectoras, como edificios pintados de blanco o superficies rocosas.** Si esto es inevitable colocar la estación hacia el sur (en el hemisferio sur) de la superficie en cuestión, suficientemente alejada como para evitar el efecto de sombra (a una distancia por lo menos igual a la altura de la superficie reflectora o a 16 m; se elige lo que sea mayor).
- **Extensas superficies pavimentadas o con su parte superior de color negro.** Si esto es inevitable, colocar la estación a una distancia de por lo menos 16 m, en sentido contrario al de los vientos dominantes (de manera que la estación quede a barlovento de la superficie en cuestión).
- **Grandes edificios, árboles y vegetación densa.** Ubicar la estación a una distancia por lo menos igual a la de la altura de la obstrucción.
- **Cambios significativos en la topografía, como colinas, cañadones, cimas, pendientes pronunciadas, y valles angostos.**

Dado que la exactitud de las mediciones de precipitación es afectada por el viento y por la presencia y altura de los objetos próximos, la instalación de pluviómetros requiere de consideraciones especiales. El viento, al incidir sobre el pluviómetro tiende a “arrastrar” la precipitación, haciendo que los valores registrados sean menores que los reales. Las siguientes son recomendaciones generales para la instalación de pluviómetros (Finklin y Fischer 1990):

- Para lograr la protección del viento, muchas veces es necesario ubicar al pluviómetro algo alejado del resto de los instrumentos o equiparlo de un protector.
- Debe evitarse ubicar al pluviómetro en lugares donde el viento no sea representativo del viento en el área de interés, como los techos o bordes de edificios que generan torbellinos.
- Cuando se instala un pluviómetro en estaciones de montaña, puede aprovecharse la protección ofrecida por el terreno, lejos de las cimas ventosas.
- Los arbustos, árboles u otros objetos, no deben estar tan próximos al pluviómetro como para obstruir la llegada de precipitación al instrumento o generar torbellinos adicionales; como regla general, la distancia tiene que ser mayor a dos veces la altura del objeto por sobre el orificio del pluviómetro.

1.3 Pronóstico del tiempo

El pronóstico del tiempo consiste básicamente en predecir cómo evolucionará el estado de la atmósfera partiendo de un estado inicial. Para esto, es necesario contar con una descripción completa del estado de la atmósfera en el momento inicial, que se obtiene de las redes de observación de los servicios meteorológicos de los distintos países. La información obtenida se vuelca en mapas o cartas meteorológicas donde es analizada mediante el trazado de *isolíneas* que unen puntos de igual presión (isobaras), igual temperatura (isotermas), etc.

Existen distintos métodos para efectuar pronósticos del tiempo. El método de *persistencia*, consiste en suponer que el tiempo futuro va a ser igual al presente. Este método es útil para pronósticos de pocas horas, haciéndose cada vez más inexacto a medida que transcurren tiempos mayores.

El método de *tendencias*, consiste en suponer que los sistemas del tiempo tienden a conservar su velocidad y dirección de desplazamiento. Supongamos, por ejemplo, que un frente frío está moviéndose hacia el este a una velocidad promedio de 25 km/hr, y que se encuentra 100 km al oeste del lugar donde estamos. De acuerdo con el método de tendencias, pronosticaríamos que en cuatro horas nos va a alcanzar. Este método es utilizado para efectuar pronósticos con períodos de validez que van desde algunos minutos a unas pocas horas.

Un tercer método, llamado de *analogía*, se basa en que los fenómenos meteorológicos tienden a seguir cursos casi iguales cuando las condiciones iniciales son similares. Encontrando un caso ocurrido en el pasado con condiciones del tiempo similares a las presentes, se utiliza la sucesión de fenómenos que tuvo lugar en aquella oportunidad como guía para el futuro. La dificultad que presenta este método es que, aunque dos situaciones presenten características similares, **nunca** son exactamente iguales.

El pronóstico del tiempo por el método de *patrones del tiempo* se basa en el método de analogía, y consiste en agrupar situaciones con características similares como por ejemplo, la posición de las altas subtropicales, el recorrido de las tormentas, etc. Este pronóstico puede utilizarse para pronósticos a largo plazo (un mes o más).

La posibilidad de hacer uso de computadoras de gran capacidad y rapidez, permitió el desarrollo de los llamados *pronósticos numéricos*. Las computadoras reciben diariamente miles de datos provenientes de observaciones de superficie y de altura, que luego vuelcan en mapas y utilizan para el trazado de las isóneas que representan los sistemas del tiempo (Fig. 1.4), evitando que este trabajo tenga que efectuarse en forma manual. Al resultado así obtenido se lo denomina *análisis*. La computadora no sólo vuelca la información en mapas y la analiza, sino que también efectúa los pronósticos numéricos del tiempo, a los cuales nos referimos al comienzo de este párrafo.

Los pronósticos numéricos se hacen utilizando *modelos* de la atmósfera. Un *modelo* consiste en un conjunto de ecuaciones que describen el movimiento de la atmósfera, asumiendo ciertas simplificaciones de su estructura, y predicen cómo la temperatura, la presión, la humedad, el viento, y otras variables, van a evolucionar en el tiempo en cada lugar. En función de los datos con que es alimentada y del modelo numérico seleccionado, la computadora pronostica cómo se modificará cada una de estas variables para un tiempo muy corto (algunos minutos) en distintas localidades. Las localidades para las cuales la computadora pronostica la evolución de cada variable, son puntos sobre una retícula. Los resultados obtenidos para cada punto son utilizados para alimentar nuevamente a la computadora, la cual vuelve a efectuar un pronóstico para los minutos siguientes. Este procedimiento continúa hasta llegar al tiempo deseado en el futuro; los pronósticos efectuados actualmente tienen un alcance aproximado de 5 días.

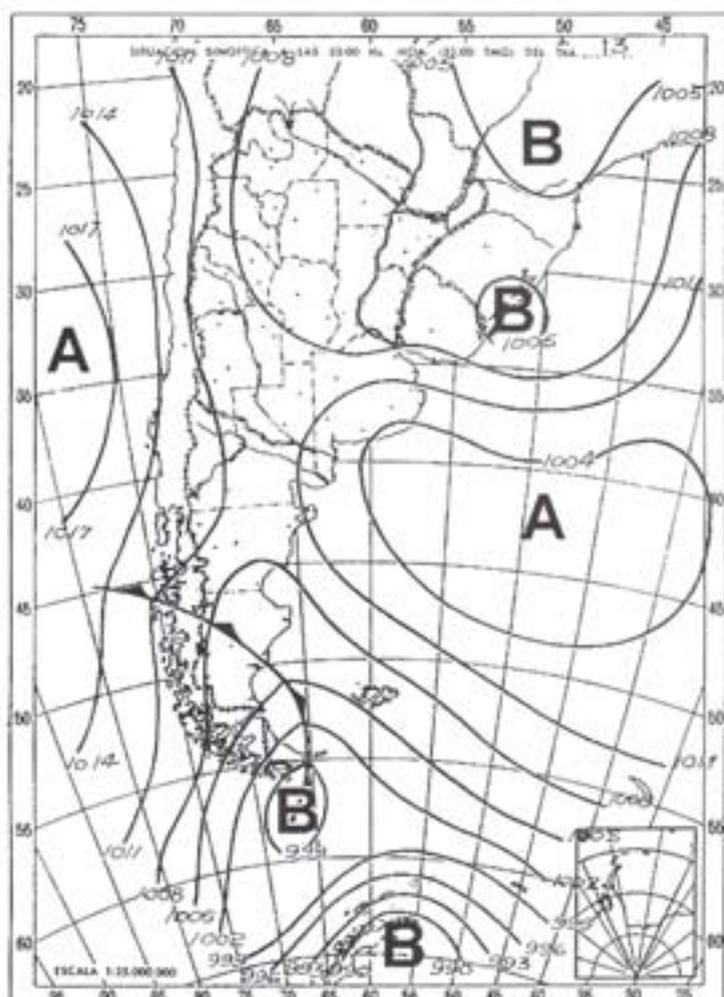


Figura 1.4

Mapa de campos de presión de superficie. Las isobaras están trazadas a intervalos de 3 hPa. Esta carta fue obtenida del Boletín Meteorológico publicado por el Servicio Meteorológico Nacional, Comando de Regiones Aéreas, Fuerza Aérea Argentina.

La distancia entre los puntos de la retícula, determina la escala (dimensión espacial y temporal) de los fenómenos que el modelo podrá pronosticar; los sistemas de tiempo cuya extensión sea igual o mayor a la distancia entre dos puntos, serán detectados por los pronósticos numéricos, no así aquellos cuya extensión sea menor. Por ejemplo, si se desarrollan tormentas de menor extensión que el espacio entre puntos de la retícula, éstas no aparecerán en los pronósticos numéricos. En el caso de los pronósticos manuales, el poder o no detectar estos fenómenos dependerá de la densidad de la red de observaciones.

Existen distintos modelos y, en realidad, ninguno describe con exactitud el estado de la atmósfera, sino que son aproximaciones que representan los aspectos más importantes del comportamiento atmosférico. El pronosticador tiene que conocer muy bien los modelos que utiliza y saber con que criterios fueron elaborados para analizar correctamente los resultados. Al resultado del pronóstico efectuado utilizando la computadora, el pronosticador debe sumar su experiencia personal y las características geográficas propias del área para la cual efectúa el pronóstico.

Finalmente, los pronósticos *climáticos* están basados en la *climatología* de cada región. Por ejemplo, estudios efectuados en la zona de la Pampa Húmeda han mostrado un aumento de la precipitación de aproximadamente 10 mm en el período 1956-1991 (Castañeda y Barros 1994), estos resultados puede ser utilizados para efectuar un pronóstico climático de las características que tendrá la precipitación en esa región en el futuro. Otro ejemplo es el pronóstico de las características que cada año tendrá el fenómeno conocido como *El Niño*, en base al comportamiento que el mismo tuvo en años anteriores. Este evento está relacionado con aumentos de la temperatura del mar y de la presión atmosférica en la región del Océano Pacífico ecuatorial y produce cambios en la circulación atmosférica. La intensidad de

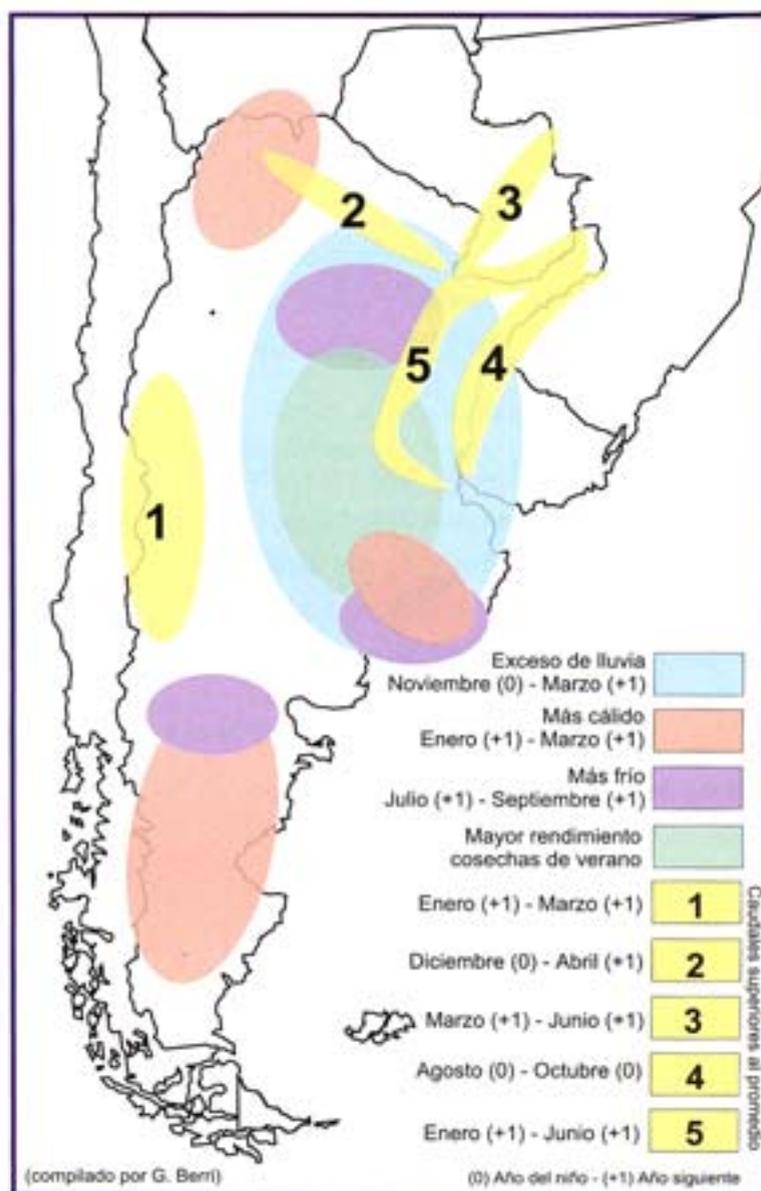


Figura 1.5 Efectos del Niño en la Argentina (Berrí 1997).

El Niño no es siempre igual y, con cierta frecuencia, causa sequías extremas en algunas regiones y excesos de precipitación en otras. En nuestro país, *El Niño* produce inundaciones en zonas de la Mesopotamia y de la Pampa Húmeda, entre otros efectos (Fig. 1.5). El pronóstico de este tipo de fenómenos mediante modelos climáticos es de suma utilidad para la asignación de recursos humanos y económicos antes de cada temporada de incendios.

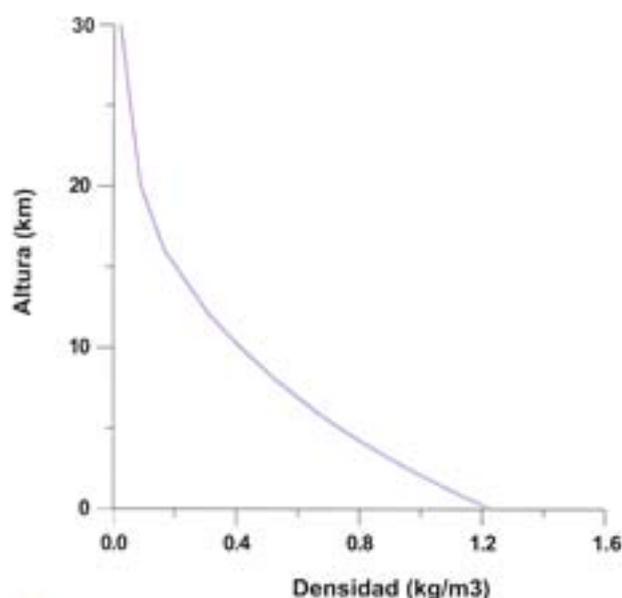
Antes de concluir con este tema queremos enfatizar la importancia de conocer los “alcances” del pronóstico que recibimos, ya que éstos pueden variar de acuerdo con las metodologías o modelos utilizados. Características locales tales como la presencia de colinas o montañas, la proximidad a espejos de agua o la presencia de cobertura vegetal, afectan al estado del tiempo en las proximidades de la superficie, y generalmente no son tomadas en cuenta por los pronósticos. Esta limitación de los pronósticos debería ser considerada por los usuarios, especialmente cuando las modificaciones locales del estado del tiempo pueden poner en riesgo vidas humanas o valores económicos, como es el caso de los incendios en áreas naturales. La persona responsable de tomar decisiones en un incendio debe tener una comunicación muy fluida con el pronosticador para que éste pueda brindarle información precisa sobre los alcances y limitaciones del pronóstico que efectúa. Por ejemplo, tendría que hacer preguntas de este tipo al pronosticador:

- *¿Se tomaron en cuenta las características topográficas del lugar donde se desarrolla el incendio?*
- *¿A qué altura corresponde la velocidad de viento que pronostica?*
- *¿Con qué exactitud puede indicarme la hora del pasaje del frente pronosticado?*
- *¿Cuál es la probabilidad que la precipitación pronosticada afecte nuestra área de interés?*

Preguntas de esta naturaleza ayudan a tener una idea más acabada del peso que se debe dar al pronóstico recibido cuando se trata de definir estrategias y tácticas de combate.

1.4 La atmósfera terrestre

La atmósfera es una delicada capa gaseosa que rodea la tierra. De su estado depende el desarrollo y la preservación misma de la vida sobre nuestro planeta. De una manera u otra, nuestras actividades cotidianas están afectadas por las condiciones atmosféricas y los fenómenos que en la misma ocurren, aunque rara vez nos detenemos a pensarlo. Es sumamente interesante analizar la forma en que la atmósfera afecta, y a su vez es afectada, por los distintos fenómenos naturales y actividades desarrolladas por el hombre y cuales son los aspectos más relevantes de la misma a tener en cuenta en cada caso.



Figurara 1.6
Disminución de la densidad del aire con la altura.

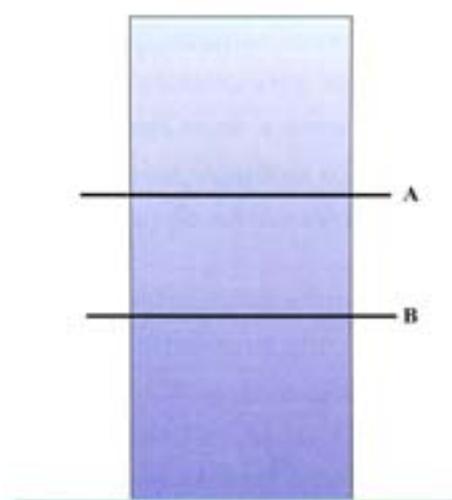


Figura 1.7
La presión atmosférica varía para cada nivel, de acuerdo con la cantidad de moléculas de aire que se encuentran por encima del mismo.

Como dijimos, la iniciación, el comportamiento y los efectos de los incendios en áreas naturales están ampliamente condicionados por el estado de la atmósfera antes, durante y después de su ocurrencia. Para poder comprender mejor la forma en que esto ocurre, y como observarlo y estudiarlo, vamos a comenzar haciendo una descripción de las principales características de la atmósfera.

1.4.1 Estructura vertical de la atmósfera

El análisis vertical de la atmósfera demuestra que la misma puede ser dividida en una serie de capas siguiendo distintos criterios: la forma en que la temperatura varía con la altura, los gases que la componen o sus propiedades eléctricas.

La mayor parte de la masa atmosférica se concentra en las capas más próximas a la superficie debido a que las moléculas son atraídas hacia la misma por la fuerza de gravedad. La densidad del aire, así como la de cualquier otra sustancia, depende de la masa de los átomos y moléculas contenidas en un determinado volumen. Podemos definir entonces a la *densidad* del aire como la masa de aire contenida por unidad de volumen:

$$\text{Densidad} = \text{masa} / \text{volumen}$$

Generalmente la densidad se expresa en gr/cm^3 o en kg/m^3 , siendo la densidad del aire a nivel del mar de aproximadamente $1,2 \text{ kg/m}^3$.

Dada la mayor concentración de moléculas en las proximidades de la superficie la densidad decrece con la altura (Fig. 1.6). Si imaginamos una columna de aire que se extiende desde la superficie hasta el límite exterior de la atmósfera, y hacemos cortes transversales en la misma (Fig. 1.7), la cantidad de moléculas contenidas en la columna por encima del nivel elegido será menor a medida que nos alejemos de la superficie. El número de moléculas contenidas, por ejemplo, sobre el nivel **A** en la figura 1.7, ejercerá sobre ese nivel una fuerza debida a su peso. Si elegimos ahora un nivel **B** por debajo del nivel **A**, la mayor cantidad de moléculas contenidas por la columna hará que la fuerza allí sea mayor. Así la fuerza ejercida por la columna de aire aumenta a medida que nos acercamos a la superficie. Definimos a la *presión atmosférica* como la fuerza ejercida por una columna de aire por unidad de superficie:

$$\text{Presión} = \text{fuerza/superficie}$$

La presión atmosférica, al igual que la densidad, disminuye a medida que nos alejamos de la superficie (Fig. 1.8). Con la misma rapidez con que disminuye la concentración de moléculas de aire al alejarnos de la superficie, también disminuirá la presión atmosférica.

Las unidades utilizadas más frecuentemente para expresar la presión atmosféricas en las cartas del tiempo son *milibares* (mb) y *hecto Pascuales* (hPa).

$$1 \text{ mb} = 1 \text{ hPa}$$

En aviación frecuentemente se expresa la presión atmosférica en *milímetros de mercurio* (Hg).

$$1013.25 \text{ hPa} = 760 \text{ Hg}$$

La presión media o estándar a nivel del mar es 1013.25 hPa. En las proximidades de la superficie terrestre la presión disminuye alrededor de 10 hPa por cada 80 metros de elevación. A medida que nos alejamos de la superficie la presión disminuye cada vez más lentamente. A una altura de aproximadamente 5,5 km la presión es de 500 hPa, o sea es la mitad del valor en superficie. Esto nos indica que la mitad de las moléculas presentes en la atmósfera se concentran en una capa de aproximadamente 5,5 km de espesor, medida desde la superficie.

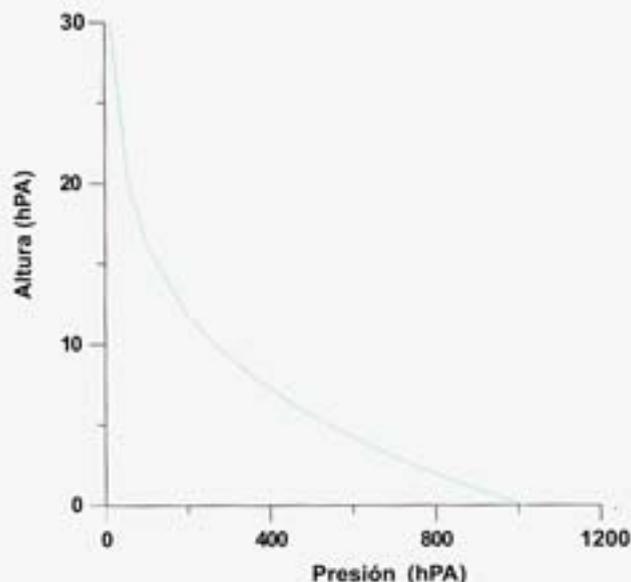


Figura 1.8
Disminución de la presión atmosférica con la altura.

Vamos a analizar ahora las variaciones de la temperatura con la altura (Fig. 1.9). En las cercanías de la superficie la temperatura disminuye con la altura (salvo algunas excepciones), debido principalmente a que la radiación solar calienta a la superficie y es ésta la que luego calienta al aire próximo a ella. La capa dentro de la cual la temperatura disminuye con la altura se denomina troposfera, y es allí donde se desarrollan la mayoría de los fenómenos meteorológicos que afectan a nuestras actividades cotidianas en general y, en particular, a la ocurrencia y al comportamiento de los incendios. La altura de la troposfera varía entre aproximadamente 15 km en las zonas ecuatoriales y 8 km en las zonas polares (estos son valores medios); también varía con la época del año, siendo mayor en verano que en invierno. El límite superior de la troposfera se llama tropopausa, por encima de ese nivel cambia el comportamiento de la temperatura, la cual se mantiene más o menos constante, para luego comenzar a aumentar con la altura. Por encima de la tropopausa se encuentra la estratosfera, caracterizada por el aumento de la temperatura con la altura (inversión térmica). Esta inversión térmica se debe principalmente a la presencia del gas ozono, que juega un papel importante en el calentamiento por su capacidad de absorber radiación ultravioleta. Por encima de la estratosfera, en la denominada mesosfera, la temperatura disminuye nuevamente con la altura, hasta alcanzar un valor mínimo medio de -90°C , cerca de los 85 km de altura. La mesosfera está separada de la estratosfera por la estratopausa. Finalmente, por encima de la mesosfera y extendiéndose hasta el espacio libre, se encuentra la termosfera, en la cual la temperatura aumenta constantemente con la altura. Vamos a analizar más profundamente las características de la troposfera que es la zona de mayor interés para nosotros.

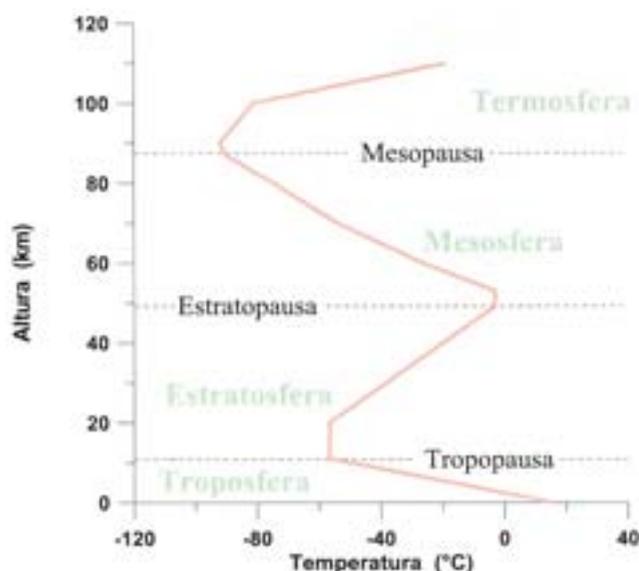


Figura 1.9
Estratificación de la atmósfera de acuerdo con la forma en que la temperatura varía con la altura.

1.4.2 Composición de la troposfera

El aire seco de la troposfera está compuesto por aproximadamente un 78% de nitrógeno y un 21% de oxígeno; el 1% restante está compuesto por dióxido de carbono, argón, y otros gases. La atmósfera también contiene vapor de agua en cantidades muy variables, que van desde un 4% en las regiones cálidas tropicales hasta valores casi nulos en las zonas frías polares. La presencia del vapor de agua tiene un importante efecto en los procesos que se desarrollan en la troposfera; sin él no habría nubes ni precipitaciones. La cantidad de vapor de agua presente en las capas de aire próximas a la superficie influye ampliamente sobre el contenido de humedad de la vegetación, siendo entonces uno de los principales factores a considerar cuando se intenta comprender la respuesta de los combustibles vegetales a la presencia de fuego.

En la atmósfera hay también presentes impurezas causadas por fenómenos tanto naturales como antrópicos. El viento levanta gran cantidad de polvo de la superficie llevándolo hasta niveles más altos, las erupciones volcánicas introducen grandes cantidades de cenizas y gases en la atmósfera, partículas microscópicas de sal quedan en suspensión en el aire luego de desprenderse de las superficies oceánicas, la actividad industrial introduce en la atmósfera sustancias como clorofluorcarbonados (CFCs) y dióxido de carbono (CO_2), entre otras. Al conjunto de estas pequeñas partículas en suspensión, sólidas o líquidas, se las denomina *aerosoles*. Algunas de estas impurezas que contiene la atmósfera tienen efectos beneficiosos, por ejemplo, sirven de superficies sobre las cuales se puede condensar el vapor de agua para formar las nubes. Sin embargo, la mayoría de las veces las impurezas generadas por procesos antrópicos y también en algunos casos por procesos naturales, tienen efectos negativos y presentan un gran riesgo para la salud humana. Cuando son expuestos a la radiación solar, gases como los óxidos de nitrógeno y los clorofluorcarbonados (CFCs), producen reacciones químicas que contribuyen a la destrucción del ozono. La reducción de ozono permite la llegada a la superficie de mayor cantidad de radiación ultravioleta, con efectos negativos sobre los ecosistemas. La combustión de sustancias que contienen sulfuros, libera dióxido de sulfuro (SO_2) que, combinado con el vapor de agua, genera gotas de ácido sulfúrico produciendo la llamada *lluvia ácida*.



Figura 1.10

La combustión de biomasa vegetal introduce en la atmósfera gran cantidad de gases y partículas.

En escala global, la combustión de biomasa es una de las principales fuentes de emisión de aerosoles y gases a la atmósfera (Robinson 1991). Los efectos directos e indirectos de las emisiones producidas por la combustión de la biomasa vegetal que se producen tanto en los incendios naturales como en los prescritos (Fig. 1.10), son objeto de creciente interés tanto por parte de las comunidades políticas como científicas. Este interés se basa en el impacto de estas emisiones sobre la calidad del aire, la disminución de la visibilidad (Fig. 1.11), el aumento de la frecuencia de ocurrencia de brumas y nieblas en ciertas regiones y la salud a los seres humanos (Hardy *et al.* 1992). Como resultado de los procesos de pirólisis de pre-ignición (descomposición de compuestos químicos por acción del calor, antes de producirse la ignición) y de combustión, los incendios introducen en la atmósfera grandes cantidades de sustancias gaseosas, sólidas y líquidas. Los dos mecanismos principales por los que partículas

sólidas y líquidas llegan a la atmósfera como resultado de los incendios son: (1) la condensación de hidrocarburos y otros productos de la destilación de la madera, y (2) los procesos mecánicos por los que se introducen fragmentos de vegetación y cenizas (Ward y Hardy 1991). Estas partículas sólidas y líquidas son los componentes más adversos del humo generado por los incendios (Chandler *et al.* 1991). El efecto que tienen las partículas emitidas durante un incendio sobre la salud humana depende principalmente de su tamaño y cantidad, ya que las partículas con diámetros menores a $2,5 \mu$ (micrones)² pueden penetrar hasta los pulmones (Ward y Hardy 1991).

La cantidad de sustancias emitidas por un incendio, varía de acuerdo con características de comportamiento del fuego tales como su velocidad de propagación e intensidad de reacción.



Figura 1.11

Las emisiones producidas por los incendios o quemas prescritas, reducen la visibilidad en las áreas aledañas. Esta situación se intensifica cuando las condiciones atmosféricas favorecen la acumulación de humo en superficie. Fotografía cortesía de la Srta. C. Defossé.

Resumen

La planificación de las actividades relacionadas con el manejo del fuego, requiere del conocimiento del clima de la región de interés y del estado del tiempo asociado a la ocurrencia de cada incendio. Para esto, es necesario contar con numerosas observaciones meteorológicas efectuadas bajo condiciones similares, de modo que los resultados sean comparables entre sí. Cuando se efectúan observaciones con el propósito de evaluar el peligro presentado por los incendios, es necesario hacerlo donde y cuando se estima que las condiciones son extremas.

Los pronósticos meteorológicos son una herramienta de suma utilidad para la predicción de la ocurrencia y comportamiento de los incendios. Los mismos tienen que ser analizados cuidadosamente para comprender su representatividad en el lugar y momento donde se desarrolla el incendio; se recomienda para esto una fluida comunicación con los pronosticadores.

Conocer como se compone la atmósfera, es el primer paso para poder comprender los fenómenos que en ella se desarrollan e interpretar la información meteorológica con que se cuenta.

(2) El micrón (μ) es una unidad de longitud equivalente a la millonésima parte del metro.

Capítulo 2

**Procesos de transferencia
de calor en la atmósfera**

Procesos de transferencia de calor en la atmósfera

La energía puede presentarse en distintas formas en la atmósfera, pero siempre proviene directa o indirectamente del sol. El sol entrega a nuestra atmósfera grandes cantidades de energía, poniéndola en movimiento y dando origen a los distintos estados del tiempo que percibimos diariamente.

Algunas de las formas de energía de las que más frecuentemente oímos hablar son: *calor* o *energía térmica*; *energía radiante*; *energía mecánica*; *energía química*; *energía nuclear* y *energía eléctrica*. Constantemente la energía pasa de una forma a otra, sin crearse ni consumirse; la energía que se pierde en un proceso debe ser igual a la que se gana en otro (principio de conservación de la energía). El comienzo de un incendio por causa de un rayo, es un ejemplo en el cual la energía eléctrica se transforma en energía térmica. Asimismo, la energía que se libera en un incendio es energía solar acumulada en las plantas y transformada en biomasa vegetal.

Escalas de medición de temperatura

Al enfriar una sustancia su actividad molecular (velocidad media de movimiento de sus átomos y moléculas) disminuye. Si enfriamos una sustancia hasta el punto en que la actividad molecular es nula, llegamos hasta el llamado "cero absoluto" (mínima temperatura posible). En el cero absoluto comienza una escala de medición de temperatura, llamada escala "Kelvin", en la que no hay valores negativos. Otras dos escalas de medición de temperatura utilizadas frecuentemente son: la escala "Celsius" y la escala "Fahrenheit". En la escala Celsius, el número 0 (cero) es asignado a la temperatura a la cual el agua se congela, y el número 100 es asignado al punto de ebullición del agua. La diferencia entre el punto de hielo y el punto de ebullición del agua se divide en 100 partes iguales, denominadas "grados Celsius". En la escala Fahrenheit se asigna el número 32 a la temperatura a la cual el agua se congela, y 212 al punto de ebullición del agua. La diferencia entre el punto de hielo y el punto de ebullición del agua se divide en 180 partes iguales, denominadas "grados Fahrenheit". Un grado Celsius (°C) es 1,8 veces más grande que un grado Fahrenheit (°F), o lo que es lo mismo, a un incremento de 1 °C corresponde un aumento de 1,8 °F.

En la escala Kelvin, los grados se denominan "grados Kelvin". En esta escala se asigna el número 273 a la temperatura a la cual el agua se congela. A cada incremento de 1 °C, corresponde un incremento de 1 K (grado Kelvin).

2.1 Energía térmica

El aire es la mezcla de una infinita cantidad de átomos y moléculas en constante movimiento. La energía térmica de una sustancia depende del número de moléculas que la misma contiene y de su *actividad molecular* (velocidad de movimiento de las moléculas). No todos los átomos ni moléculas se mueven a la misma velocidad. La *temperatura* de una sustancia es una medida de la velocidad media de los átomos y moléculas que la conforman. Cuando se entrega calor a una sustancia sin que haya cambios en su estructura física (como sucede, por ejemplo, cuando hay evaporación o condensación), la actividad molecular de la sustancia en cuestión aumenta produciendo un aumento de su temperatura. En cambio, si una sustancia pierde calor, la actividad molecular disminuye, disminuyendo así su temperatura. Mientras que el *calor* es una forma de energía, la *temperatura* es una medida de la actividad molecular. El calor siempre fluye de las sustancias con mayor temperatura a aquellas con menor temperatura, dejando de fluir cuando las temperaturas se equilibran.

Sustancia	Calor específico $J\ ^\circ C^{-1}\ g^{-1}$
Agua	4,18
Aire (20°C)	1,01
Arcilla	3,35
Cuarzo	0.80

Tabla 2.1

Calor específico por unidad de masa de diversas sustancias. Basado en valores de Monteith (1973).

Debido a que cada sustancia tiene una estructura molecular diferente a las demás, la misma cantidad de calor entregada a masas iguales de distintas sustancias, produce en cada una un incremento de temperatura diferente. Esto se expresa diciendo que cada sustancia tiene su propio *calor específico* (Tabla 2.1). El calor específico es la cantidad de calor necesaria para aumentar la temperatura de un gramo de una sustancia en un grado Celcius. En la tabla 2.1 se observa que el agua tiene un gran calor específico, esto quiere decir que para lograr un aumento en su temperatura hay que entregarle grandes cantidades de calor. Por ejemplo, si comparamos el calor específico del agua con el calor específico del cuarzo, vemos que este último es menor. Por este motivo, a igual cantidad de calor recibida, un gramo de cuarzo aumentará su temperatura más que un gramo de agua; de la misma manera, ese gramo de cuarzo se enfriará más rápidamente que el gramo de agua. Se define como *capacidad calorífica* de una determinada sustancia, al producto entre la masa de dicha sustancia y su calor específico.

2.2 El sol como fuente de energía

La energía emitida por el sol se llama *energía radiante* o *radiación*. La radiación emitida por el sol viaja en forma de ondas electromagnéticas que liberan su energía al ser absorbidas por distintos objetos. Estas ondas se propagan en el vacío a 300 mil kilómetros por segundo (la velocidad de la luz). Cualquiera de nosotros ha notado que una superficie expuesta durante algún tiempo a los rayos del sol aumenta su temperatura. Este aumento de temperatura se produce porque la superficie en cuestión absorbe la energía emitida por el sol, transformándola en energía térmica.

En realidad todos los objetos cuya temperatura está por encima del cero absoluto (-273°C) emiten radiación. Según la ley de Wien, la longitud de onda (distancia entre dos crestas de una onda) en que cada cuerpo emite la máxima cantidad de radiación (λ_{max}), es inversamente proporcional a su temperatura.

$$\lambda_{\text{max}} = C / T$$

donde:

T = temperatura del cuerpo en grados Kelvin (K).

C = constante ($3000 \mu\text{K}$).

En el caso del sol, cuya temperatura en la superficie es de alrededor de 6000 K, la relación queda:

$$\lambda_{\text{max}} = 3000 \mu\text{K} / 6000 \text{K} = 0,5 \mu$$

Entonces, el sol emite la mayor cantidad de energía en longitudes de onda próximas a los $0,5 \mu$ (Fig. 2.1).

Si consideramos ahora el caso de la tierra, cuya temperatura promedio en superficie es aproximadamente de 300 K, la ecuación nos queda:

$$\lambda_{\text{max}} = 3000 \mu\text{K} / 300 \text{K} = 10 \mu$$

Entonces, la tierra emite la mayor parte de su radiación en longitudes de onda mayores que aquellas en las que emite el sol (ver figura 2.1). Por eso se dice frecuentemente que el sol emite en "onda corta" y la tierra lo hace en "onda larga".

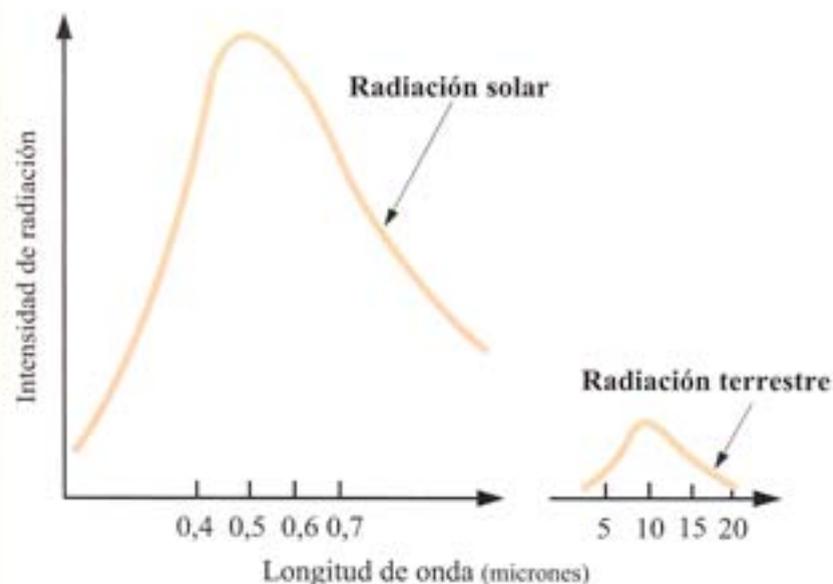


Figura 2.1

Como consecuencia de su mayor temperatura, el sol emite la mayor parte de la radiación en longitudes de onda más cortas que aquellas a las que emite la tierra.

Vimos hasta ahora que el sol emite energía radiante (radiación), que la mayor parte de la misma es emitida en longitudes de onda próximas a los 0.5μ , y que, cuando esta energía incide sobre distintos objetos es transformada en energía térmica produciendo un aumento en la temperatura de los mismos. Vamos a analizar a continuación los factores que afectan a la **cantidad** de energía radiante que llega a la superficie de la tierra.

2.2.1 Factores astronómicos

La variación en la cantidad de radiación recibida en las distintas latitudes de cada hemisferio a lo largo del año, da lugar a la ocurrencia de las cuatro estaciones. La tierra recorre en $365 \frac{1}{4}$ días una trayectoria elíptica, aunque casi circular, en uno de cuyos focos se encuentra el sol (Fig. 2.2). En su recorrido la tierra alcanza la mínima distancia al sol en enero y la máxima en junio, siendo la diferencia entre ambas distancias de sólo un 3% aproximadamente. Esta variación en la distancia al sol es relativamente pequeña y, por lo tanto, no es la responsable de las diferencias en la cantidad de radiación recibida por las distintas regiones de la tierra a lo largo del año. Las diferencias en la radiación recibida, están causadas por la inclinación de $23,5^\circ$ del eje de la tierra respecto del plano de la órbita (ver Fig. 2.2). En todo momento el sol ilumina a la mitad de la tierra, pero lo hace con ángulos de incidencia que varían como resultado de esta inclinación (Fig. 2.3).

Pensemos ahora cuál es la razón por la cual el ángulo de inclinación afecta a la cantidad de radiación recibida por unidad de superficie. Si una superficie recibe radiación de una fuente que emite constantemente (como podemos considerar el caso del sol), la misma cantidad de radiación tiene que distribuirse en una superficie más grande cuanto mayor sea la inclinación de los rayos respecto a la perpendicular del lugar (Fig. 2.4) y, por lo tanto, la cantidad de radiación incidente por unidad de superficie es menor.

Si el eje terrestre no estuviese inclinado respecto del plano de la órbita, durante todo el año los rayos solares incidirían en forma perpendicular sobre el ecuador al mediodía (hora en que el sol alcanza su máxima altura sobre



Figura 2.2

La tierra describe a lo largo del año una trayectoria elíptica, casi circular, alrededor del sol. Como consecuencia de la inclinación del eje terrestre respecto del plano de la órbita, la radiación que llega a cada latitud varía a lo largo del año dando origen a las estaciones.

el horizonte). Como consecuencia de la inclinación del eje, los rayos inciden en forma perpendicular al mediodía, en latitudes que varían día a día entre los $23,5^{\circ}\text{S}$ y los $23,5^{\circ}\text{N}$; a medida que nos alejamos de estas latitudes el ángulo de incidencia es cada vez mayor.

La variación a lo largo del año de las latitudes que reciben mayor cantidad de radiación es la que da origen a las estaciones. El 21 de diciembre los rayos solares inciden en forma perpendicular en los $23,5^{\circ}\text{S}$ al mediodía (comienzo del verano en el hemisferio sur) y el 21 de junio inciden en forma perpendicular en los $23,5^{\circ}\text{N}$ al mediodía (comienzo del invierno en el hemisferio sur). Los días

21 de septiembre y 21 de marzo (comienzo de la primavera y del otoño, respectivamente) los rayos solares inciden en forma perpendicular al ecuador al mediodía.

La República Argentina se extiende aproximadamente entre los 22°S y los 55°S (sin tener en cuenta el territorio antártico). Esto hace que sólo una pequeña parte en el extremo norte del país, llegue a recibir radiación en forma perpendicular al mediodía algunos días del año. En la mayor parte del territorio argentino los rayos solares llegan durante todo el año "desde el norte". Por este motivo en las regiones montañosas las laderas con exposición norte, reciben mayor cantidad de radiación que aquellas con exposición sur.

Como es sabido, además de trasladarse alrededor del sol, la tierra da una vuelta completa sobre su eje cada 24 hs (movimiento de rotación). En esta rotación siempre una mitad de la tierra queda expuesta a los rayos solares. Si el eje de la tierra no estuviese inclinado, tanto el "día" como la "noche" tendrían una duración de 12 hs en todas las latitudes. En realidad, a mayores latitudes (hacia el sur en el hemisferio sur) la diferencia entre la duración de los días y las noches en las distintas épocas del año se hace cada vez más marcada. En la época estival, tenemos días mucho más largos a medida que nos desplazamos hacia latitudes mayores. ¿Por qué entonces no tenemos también veranos más calurosos? La respuesta está nuevamente en el ángulo de incidencia de los rayos solares. Si la máxima latitud en la

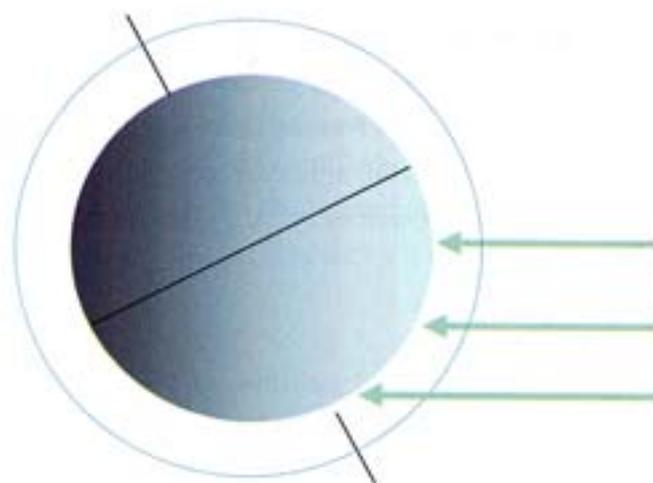


Figura 2.3

Si bien el sol ilumina en todo momento a la mitad de la tierra, el ángulo con que los rayos solares inciden varía con la latitud como consecuencia de la inclinación del eje terrestre respecto del plano de la órbita.

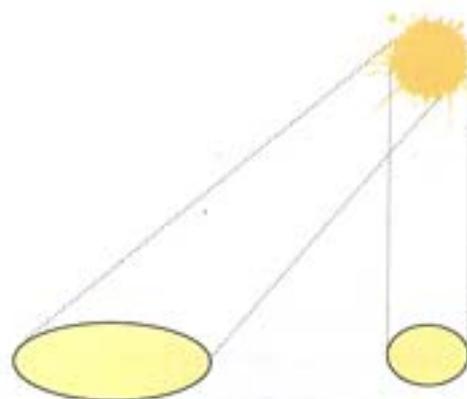


Figura 2.4

Cuanto mayor es el ángulo con que inciden los rayos solares, mayor es la superficie sobre la que tiene que distribuirse la radiación, disminuyendo así la intensidad.

que los rayos solares inciden en forma perpendicular al mediodía es $23,5^{\circ}\text{S}$, quiere decir que a medida que nos desplazamos hacia latitudes mayores, la altura que alcanza el sol en el horizonte es menor, o sea, los rayos inciden formando un ángulo mayor con la vertical del lugar y la radiación es menos efectiva. Por otro lado, el mayor recorrido que hacen los rayos solares dentro de la atmósfera cuando el ángulo de incidencia es mayor, también reduce la cantidad de radiación que llega a la superficie.

2.2.2 Topografía

Como explicamos en el punto anterior, en las regiones montañosas del hemisferio sur, las laderas con exposición norte reciben mayor cantidad de radiación que aquellas con exposición sur. Esta diferencia en la cantidad de radiación desencadena fenómenos a tener en cuenta cuando se evalúa el peligro de incendios. En las exposiciones norte las temperaturas alcanzadas son mayores y, como consecuencia de esto, las circulaciones locales de viento son más intensas, la humedad relativa es más baja y mayor el secado de los combustibles vegetales. Es por este motivo que, tal como se indicó en el capítulo 1, es conveniente que las estaciones meteorológicas instaladas para la evaluación de peligro de incendios tengan preferentemente exposición "norte", ya que así registrarían las condiciones más críticas para el comportamiento del fuego. Las laderas sur reciben muy poca radiación a lo largo del año, siendo por lo tanto frías y húmedas, lo que se refleja en el tipo de vegetación que allí prospera.

El arco descrito por el sol sobre el horizonte en un ciclo diario, hace que la cantidad de radiación recibida en un determinado lugar varíe con la hora del día y con la exposición (Fig. 2.5). Durante la mañana los rayos solares inciden sobre las laderas este o noreste, mientras que después del mediodía inciden preferentemente sobre las laderas oeste o noroeste. Por este motivo se sugirió también a la exposición "oeste", como conveniente para registrar las condiciones más críticas para los



Figura 2.5
La cantidad de radiación solar incidente por unidad de superficie varía de acuerdo con la pendiente, la exposición y la hora del día.

incendios. Por la tarde, momento del día en que se alcanzan las máximas temperaturas, las exposiciones “oeste” continúan recibiendo radiación.

La exposición, no es el único efecto topográfico que afecta a la cantidad de energía solar recibida por unidad de superficie. Como consecuencia de la variación en la inclinación de las pendientes de las laderas, el sol incidirá formando ángulos diferentes en distintos lugares y a distintas horas del día (Fig. 2.6).

Es importante tener en cuenta que estas variaciones en la cantidad de radiación recibida se producen a veces en distancias muy cortas, por cambios en la pendiente o en la exposición, y también, en tiempos muy cortos, por el movimiento diario del sol. Estas **rápidas** variaciones espaciales y temporales, se traducen en **rápidos** cambios en las distintas variables meteorológicas. Por ejemplo, un incendio que se está desarrollando durante las primeras horas de la tarde y sobre la ladera este de un cañadón, puede cambiar abruptamente su comportamiento al cruzar a la ladera oeste y encontrar combustibles más calientes y secos.

2.2.3 La radiación solar y la atmósfera

Si bien la radiación solar recibida en el límite exterior de la atmósfera puede considerarse constante, no sucede lo mismo con la que llega a la superficie. Al ingresar en la atmósfera e interactuar con los gases y partículas presentes en la misma, se producen fenómenos como la *reflexión*, la *dispersión*, y la *absorción*, que modifican la cantidad de radiación que llega a la superficie.

La reflexión se produce cuando los rayos que inciden sobre una sustancia “rebotan” formando con la vertical un ángulo igual al ángulo de incidencia. En la atmósfera la reflexión de la radiación solar se produce principalmente en la parte superior de las nubes. No todas las nubes reflejan la misma cantidad de radiación, ya que esto depende del tipo de nubes de que se trate, de su forma y tamaño, y de la cantidad de cielo cubierto. En general, la radiación reflejada por las nubes vuelve al espacio disminuyendo así la cantidad de radiación que llega a la superficie. Sin embargo, cuando en verano se presentan nubes aisladas del tipo cúmulos, se producen frecuentemente reflexiones múltiples que hacen que la

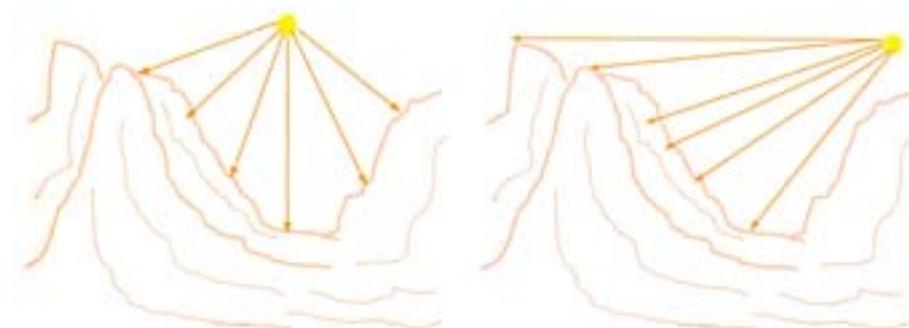


Figura 2.6
Con la variación de la altura del sol sobre el horizonte y la inclinación de las laderas, varía el ángulo con que inciden los rayos solares.

radiación que llega a la superficie sea mayor que la recibida en el límite exterior de la atmósfera (Rosenberg *et al.* 1983).

El fenómeno de dispersión se produce cuando la radiación solar es deflectada en distintas direcciones al incidir sobre una sustancia (se llama luz difusa a la luz que ha sufrido el fenómeno de dispersión) (Fig. 2.7). En la atmósfera la dispersión se produce cuando la radiación solar incide sobre las moléculas de gases, sobre las partículas sólidas (Fig. 2.8) y sobre las gotas de agua de las nubes. La intensidad con que se produce la dispersión varía para las distintas longitudes de onda en las que emite el sol. Los gases y partículas presentes en la atmósfera dispersan la luz solar principalmente en la longitud de onda del azul, por eso al mirar el cielo lo vemos de ese color.

Tanto las nubes como los gases presentes en la atmósfera absorben parte de la radiación directa y difusa. La absorción



Figura 2.7

La dispersión de la luz producida por las partículas líquidas y sólidas presentes en la atmósfera produce efectos luminosos como este. Fotografía atención Lic. M. Bertone.



Figura 2.8

El fenómeno de dispersión que se produce al incidir la luz solar sobre las partículas emitidas por este incendio, da coloración rojiza a la columna de humo.

no es igual para todas las longitudes de onda, sino que cada sustancia tiene longitudes de onda “preferenciales” en las que absorbe la mayor cantidad de radiación. Por ejemplo, el ozono (O_3) absorbe radiación en la longitud de onda del *ultravioleta*, de allí que la disminución de la cantidad de ozono presente en la atmósfera (capa de ozono) permite la llegada a la superficie de mayor cantidad de radiación ultravioleta a la superficie. El vapor de agua y el dióxido de carbono (CO_2), absorben radiación principalmente en las longitudes de onda del infrarrojo.

Superficie	Albedo (%)
Nieve fresca	80 a 95
Nieve vieja	42 a 70
Lagos cubiertos de hielo	10 a 46
Suelo arenoso seco	25 a 45
Suelo desnudo oscuro	16 a 17
Suelo arcilloso seco	20 a 35
Superficie del mar	7 a 14

Tabla 2.2
Albedo de distintas superficies naturales. Basado en valores de Rosenberg et al. (1983).

Vemos entonces que la cantidad de radiación que llega a la superficie es muy variable tanto en el espacio como en el tiempo, debido a los fenómenos de reflexión, dispersión, y absorción que se producen cuando las nubes, los gases y las partículas sólidas presentes en la atmósfera interactúan con la radiación solar.

2.2.4 La radiación solar reflejada por la superficie

Cuando la radiación solar llega a la superficie de la tierra, es en parte absorbida por la misma y en parte reflejada y devuelta a la atmósfera. A la radiación solar reflejada por la superficie se la denomina *albedo* de la superficie. La cantidad de radiación reflejada por los distintos tipos de superficies es muy variable (Tabla 2.2). La nieve fresca puede reflejar entre el 80 y el 95% de la radiación recibida, mientras que los suelos arenosos reflejan entre el 25 y 45% de la radiación solar que reciben. Variaciones en el contenido de humedad, modifican la reflectividad de un mismo tipo de suelo. El albedo de la superficie del agua depende fuertemente del oleaje y de la inclinación con que inciden los rayos solares sobre su superficie. De acuerdo con Willis (1971) el albedo para el mar varía entre el 7 y el 8% cuando el viento está en calma, y entre el 12 y el 14% en presencia de vientos fuertes.

El porcentaje de reflexión de las distintas coberturas vegetales es muy variable, dependiendo de las especies que las componen en cada caso y de la forma en que éstas se distribuyen (Tabla 2.3). La ocurrencia de un incendio produce cambios en la superficie del suelo y en la cobertura vegetal que afectan a la reflectividad de los mismos; estos cambios en la reflectividad de la superficie generan cambios en otras variables meteorológicas. Después del paso del fuego, la coloración negra que se observa en la vegetación y en el suelo (Fig. 2.9), hace que disminuya la cantidad de radiación reflejada y aumente la cantidad de radiación absorbida. Como consecuencia de esto, el suelo quemado registra

mayor temperatura (Defossé y Robberecht 1995). Anderson (1973) atribuye el vigoroso y rápido rebrote de la vegetación que frecuentemente ocurre después de los incendios, a este aumento de la temperatura (Fig. 2.10). Los cambios producidos por el fuego en la estructura de los doseles, también afectan a la cantidad de radiación solar que llega a la superficie (Fig. 2.11).

2.3 Efecto invernadero

Como se explicó en el punto 2.2, el sol emite radiación preferencialmente en “onda corta” mientras que la tierra lo hace en “onda larga”. Cada uno de los gases presentes en la atmósfera absorben mayor cantidad de radiación en ciertas longitudes de onda preferenciales. Por este motivo, gases como el vapor de agua y el CO_2 prácticamente transparentes a la radiación solar, absorben gran cantidad de la radiación terrestre.

También se mencionó anteriormente que todas las sustancias cuya temperatura está por encima del cero absoluto emiten radiación. Los gases emiten radiación preferentemente en las mismas longitudes de onda en que la absorben (ley de Kirchoff), por este motivo el vapor de agua y el CO_2 también son buenos emisores de onda larga.

Cuando estos gases absorben radiación emitida por la superficie terrestre, aumentan su temperatura y emiten radiación en las mismas longitudes de onda en las que la absorbieron. Parte de la radiación emitida por los gases presentes en la atmósfera vuelve a la superficie y es absorbida por ella. La superficie aumenta así su temperatura y continúa emitiendo radiación, la cual es nuevamente absorbida por los gases presentes en la atmósfera. De esta forma,

Vegetación	Albedo (%)
Pasto	24
Plantación de maíz	22
Pasturas	25
Bosque caducifolio	18
Bosque de coníferas	16
Bosque de eucaliptos	19
Bosque tropical	13
Plantación de naranjos	16

Tabla 2.3
Porcentajes de reflexión de algunos cultivos y de distintos bosques. Basado en valores de Monteith (1973).



Figura 2.9
Después del paso del fuego, el cambio de coloración de la superficie del suelo modifica la cantidad de radiación reflejada y absorbida por el mismo.

una cierta cantidad de la radiación terrestre queda "atrapada" en la baja atmósfera. A este efecto producido principalmente por el vapor de agua y el CO_2 se lo denomina *efecto invernadero*, por comparación con el efecto que produce el vidrio en los invernaderos utilizados para crear un microclima adecuado para el crecimiento de la vegetación.



Figura 2.10

Estado de un renoval de araucarias en el Parque Nacional Lanín, provincia de Neuquén, Argentina, diez años después de los grandes incendios que afectaron a la región en el año 1987.

El rango de longitudes de onda comprendidas entre los 8 y 11 μ se conoce como

ventana atmosférica, dado que dentro del mismo ni el vapor de agua ni el CO_2 absorben la radiación de onda larga emitida por la superficie terrestre. En cambio, las gotitas de agua que conforman las nubes sí absorben radiación dentro de dicho rango, por lo que la presencia de la cubierta de nubes retiene radiación que de otra manera se perdería en el espacio.

El efecto invernadero, hace que la superficie de la tierra y la atmósfera baja tengan mayor temperatura de la que tendrían si no existieran estos gases en la atmósfera. Si los gases presentes en la atmósfera se generaran y se destruyeran por procesos naturales, su cantidad se mantendría constante y el efecto invernadero no aumentaría ni disminuiría en el tiempo, como tampoco la temperatura de la tierra ni la de la atmósfera. Sin embargo, varios estudios sugieren que la temperatura promedio de la superficie de la tierra ha aumentado entre 0,3 y 0,6 $^{\circ}\text{C}$ durante los últimos 100 años (Ahrens 1994). Este aumento de temperatura se atribuye principalmente al aumento de CO_2 en la atmósfera causado por acciones antrópicas como la combustión de combustibles fósiles y las



Figura 2.11

Los cambios producidos por el fuego en la estructura de la vegetación, permiten la llegada de una mayor cantidad de radiación a la superficie del suelo.

deforestaciones. El problema se agrava cuando las áreas deforestadas son utilizadas con fines agropecuarios, ya que las superficies destinadas a actividades agrícolas son quemadas a intervalos regulares por razones agroindustriales (Lippold 1992).

2.4 Conducción, convección y advección

Se denomina *conducción* al proceso de transferencia de calor por actividad molecular. Por ejemplo, si sostenemos con la mano uno de los extremos de una barra metálica mientras que el otro extremo está en contacto con el fuego, rápidamente sentiremos el calor en nuestra mano. El calor entregado por el fuego, hace que aumente la actividad de las moléculas en un extremo de la barra. Las moléculas con mayor actividad colisionan con otras próximas y las aceleran; este proceso se repite hasta que finalmente el aumento de actividad molecular se percibe en el extremo de la barra que estamos sosteniendo. De esta forma, el calor generado por el fuego está siendo transmitido por *conducción* hacia nuestra mano.

Se denomina *convección* a la transferencia de calor mediante el transporte de masa en los fluidos (gases o líquidos), causado por movimientos dentro del mismo. La *convección* es una forma de transferencia de calor mucho más “rápida” que la *conducción*. La *convección* se da naturalmente en la atmósfera y vamos a referirnos frecuentemente a ella debido a su importancia para el desarrollo de numerosos fenómenos meteorológicos. Cuando dos superficies próximas alcanzan diferentes temperaturas, el aire en contacto con ellas es calentado en forma desigual. El aire a mayor temperatura se expande, se hace menos denso que el aire que lo rodea y tiende a ascender. Esta diferencia de temperatura entre superficies próximas se puede generar por diferencias entre la intensidad de radiación recibida, por diferencias en las características propias de cada superficie, o por la presencia de una fuente de calor como puede ser un incendio.

Cuando el aire se desplaza horizontalmente, “transporta” sus propiedades (p. ej.: temperatura y humedad) de una región a otra. A este fenómeno de transporte horizontal de propiedades del aire se lo denomina *advección*. Cuando estamos en la playa en un día de verano y de pronto comienza a soplar viento proveniente del mar, percibimos un descenso de la temperatura; este descenso de temperatura es debido a la *advección* de aire marino más fresco.

Como se mencionó en el capítulo 1, al instalar estaciones meteorológicas con el propósito de evaluar el peligro de incendios, hay que prever la posible *advección* de polvo o humedad sobre las mismas.

Durante el desarrollo de un incendio, una rotación en la dirección del viento podría adveccionar aire con características de humedad y temperatura distintas a las que se tenían inicialmente, modificando la temperatura y el contenido de humedad de la vegetación.

2.5 Calor sensible y calor latente

Llamamos *calor sensible*, a aquél que podemos “sentir” y “medir” con un termómetro. Hay otra forma de calor presente en la atmósfera que no podemos “sentir” en forma directa: el *calor latente*. Se llama *calor latente*, a la energía térmica almacenada durante los cambios de estado de una sustancia.

Si observáramos una gota de agua al microscopio, veríamos que de su superficie escapan permanentemente moléculas (se evaporan). Las moléculas que logran “escapar” de la superficie son las que se mueven a mayor velocidad y, por lo tanto, la velocidad promedio de las moléculas de la gota de agua disminuye. Dado que la temperatura es una medida de la actividad molecular, al disminuir la velocidad promedio de las moléculas en la gota de agua, también disminuye su temperatura. Es por esta razón que la evaporación está asociada al “enfriamiento”. Este “enfriamiento” por evaporación, es el que experimentamos al salir de una pileta en un día seco de verano.

La energía perdida por el líquido en el proceso de evaporación, queda “atrapada” en la molécula de vapor de agua que pasó al aire. Es a esta energía térmica almacenada en las moléculas de vapor, a la que llamamos *calor latente*. A la energía requerida para transformar hielo en vapor se la denomina *calor latente de sublimación*. Cuando esas moléculas de vapor se condensan, se produce un proceso inverso y el calor vuelve a percibirse como *calor sensible* por lo que la condensación está asociada al “calentamiento”.

El *calor latente* es una fuente importante de energía en la atmósfera. Las moléculas de vapor provenientes de las zonas tropicales y llevadas por el viento a latitudes más altas, transportan enormes cantidades de energía de las zonas cálidas a las zonas frías de nuestro planeta.

2.6 Balance energético del sistema tierra-atmósfera

Como se dijo al principio de este capítulo, el sistema *tierra-atmósfera* recibe permanentemente energía del sol. En promedio, la energía solar que llega al límite exterior de la atmósfera se distribuye de la siguiente manera (Ahrens 1994)(Fig. 2.12): un 30% es reflejado nuevamente al espacio, este porcentaje es el resultado de las reflexiones producidas por las nubes (20%), por la superficie de la tierra (4%), y por los gases y partículas presentes en la atmósfera (6%). El 70% restante queda efectivamente en el sistema tierra-atmósfera. De este 70%, el 19% es absorbido por la atmósfera y el 51% es absorbido por la superficie.

Para que el equilibrio se mantenga, el sistema tierra-atmósfera devuelve al espacio una cantidad de energía equivalente al 70% de energía solar que efectivamente queda en el sistema. Esto lo hace mediante la energía de onda larga emitida tanto por la superficie como por la atmósfera (ver Fig. 2.12).

Es importante remarcar que los valores expresados son “promedios” globales (para todo nuestro planeta) y obtenidos durante largos períodos de observación. En cada lugar y momento en particular, los porcentajes pueden diferir significativamente de los antes mencionados.

Dentro del sistema tierra-atmósfera, la energía que recibe y entrega cada componente en forma individual (tierra y atmósfera) tiene que ser equivalente para que ninguna “gane” energía a expensas de la otra. Si no fuera así, la tierra aumentaría su temperatura y la atmósfera se enfriaría o viceversa. Es decir, tiene que haber “equilibrio interno” dentro del sistema. Este equilibrio se logra gracias al intercambio de energía entre ambas componentes del sistema, y se produce principalmente mediante los procesos de convección, de conducción, de radiación y de cambios de estado del agua.

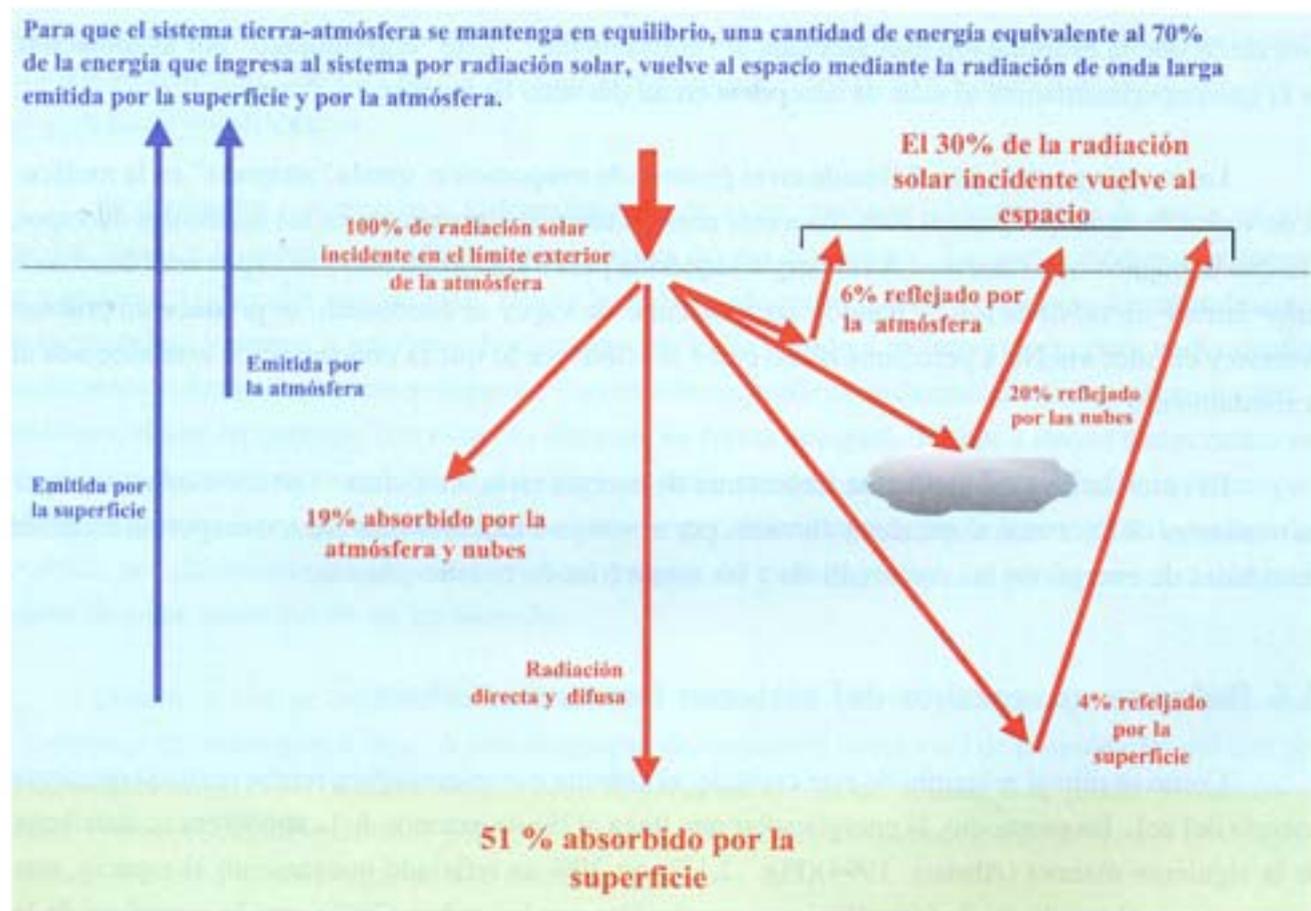


Figura 2.12

En promedio, el 70 % de la radiación solar incidente queda retenido en el sistema tierra atmósfera. Para mantener el equilibrio energético del sistema, una cantidad de energía equivalente es devuelta al espacio por radiación de onda larga emitida por la atmósfera y la superficie.

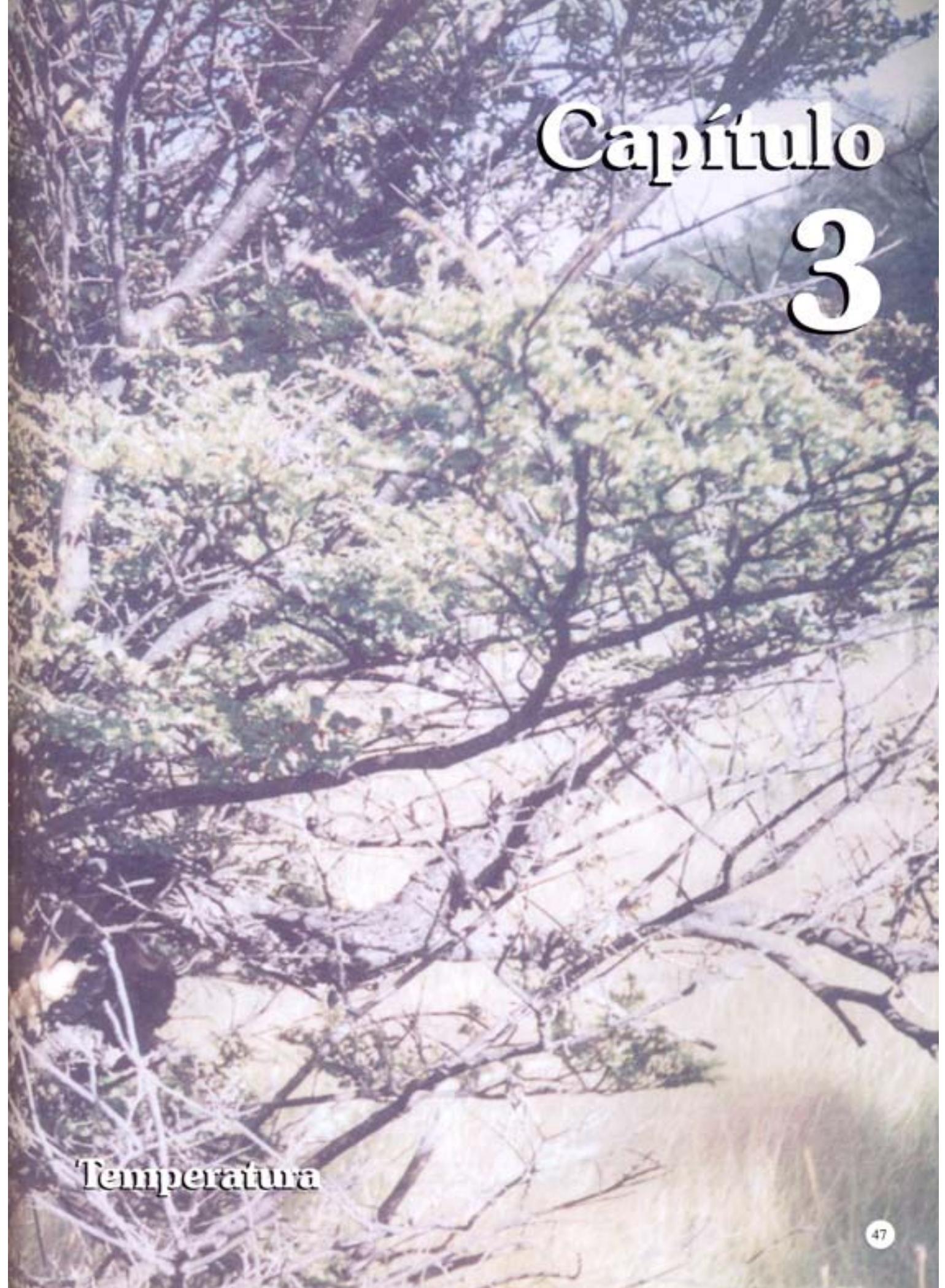
Resumen

El sol es la principal fuente de energía de nuestra atmósfera. La energía radiante emitida por el sol es absorbida por las distintas sustancias, produciendo el aumento de su temperatura. El aumento de temperatura que se produce, depende de la capacidad calorífica de la sustancia en cuestión.

Factores astronómicos, topográficos y atmosféricos, son los responsables de las variaciones en la cantidad de radiación que llega a la superficie de la tierra en un momento y lugar determinados. No toda la radiación solar que llega a la superficie es absorbida por la misma, sino que un cierto porcentaje es reflejado.

La tierra también emite radiación, aunque lo hace en longitudes de onda distintas a aquellas en las que emite el sol. Muchos de los gases presentes en la atmósfera permiten el paso de la radiación de onda corta emitida por el sol, pero absorben gran parte de la radiación de onda larga emitida por la tierra; se genera así el llamado efecto invernadero.

En el balance general, el sistema tierra-atmósfera devuelve al espacio una cantidad de energía igual a la recibida. Dentro del sistema tierra-atmósfera el equilibrio también se mantiene mediante distintos mecanismos de intercambio de energía entre sus componentes.



Capítulo 3

Temperatura

Temperatura

La temperatura del aire, de los combustibles vegetales y de la superficie del suelo, son factores de gran importancia para el análisis del comienzo y posterior desarrollo de los incendios de bosques, arbustales y pastizales. Estas temperaturas están estrechamente relacionadas entre sí, dado que los combustibles, el aire que los rodea, y la superficie del suelo, intercambian permanentemente calor mediante diversos mecanismos.

El aumento de temperatura de los combustibles acelera su secado y hace que sea menor la cantidad de calor requerida para que se produzca su ignición. El calentamiento de los combustibles que se produce delante del frente de llamas¹ es el proceso más importante para la propagación del fuego (Tarifa y Torralbo 1967).

Las variaciones espaciales y temporales de la temperatura del aire, producidas en muchos casos como resultado de diferencias en las temperaturas de la superficie del suelo o de la vegetación próximas, dan origen a fenómenos meteorológicos de importante efecto sobre el comportamiento del fuego, tales como el desarrollo de vientos locales e inversiones térmicas, entre otros.

3.1 Temperatura de la superficie del suelo

Como vimos en el capítulo anterior, las diferencias entre la radiación recibida por superficies próximas dan lugar a diferencias en la temperatura. Dentro de los bosques, por ejemplo, se llegan a registrar diferencias de hasta 33 °C entre los suelos expuestos a la radiación y aquellos que quedan a la sombra (Schroeder y Buck 1970).

En los stands de coníferas abiertos (tipo parque) de las zonas templadas, un promedio del 10 al 20% de la radiación incidente llega al estrato herbáceo; esta misma cantidad de radiación llega a la superficie del suelo en los bosques caducifolios durante la estación de crecimiento, aumentando hasta entre el 50 y 70% durante la estación de reposo. En los bosques densos de coníferas y en la selva

(1) Se define como "frente de llamas" a la zona de un fuego en movimiento donde la combustión se manifiesta principalmente en forma de llama.

tropical, la cantidad de radiación que llega a los estratos más bajos de la vegetación puede ser menor al 1% de la incidente en el límite exterior del dosel (Larcher 1983), haciendo que las temperaturas en la parte superior de las copas de los árboles lleguen a ser de hasta 18 a 20 °C mayores que en el suelo subyacente (Schroeder y Buck 1970).

La vegetación no solamente condiciona la cantidad de radiación solar que llega al suelo, sino que también atrapa parte de la radiación de onda larga emitida por la superficie y la retiene dentro del dosel. Se generan así grandes diferencias en la cantidad de radiación neta retenida por los distintos estratos de vegetación, las que dan lugar a variaciones de la temperatura con la altura dentro del dosel. Por reducir la cantidad de radiación entrante y retener parte de la radiación saliente, la vegetación actúa suavizando las temperaturas máximas y mínimas diarias alcanzadas.

Una vez que una determinada cantidad de radiación llega a la superficie, el aumento de temperatura que produce depende de características propias de cada suelo tales como su reflectividad, absorbitividad, emisividad, conductividad térmica y calor específico.

Vimos que las distintas superficies reflejan cantidades muy variables de radiación solar y que es también muy variable la cantidad de radiación que absorben. Las superficies oscuras generalmente absorben mucha más radiación que las superficies claras, mientras que estas últimas reflejan un gran porcentaje de la radiación incidente. Estas diferencias en la radiación absorbida y reflejada, generan grandes diferencias en la energía neta disponible para el calentamiento del suelo, que se traducen en diferencias de temperatura.

La emisividad de los suelos determina la rapidez con la que estos pierden el calor que reciben. Aquellos que tienen mayor emisividad pierden más rápidamente el calor y su temperatura desciende más rápidamente.

La conductividad térmica del suelo afecta a la rapidez con que el calor fluye de un nivel a otro; el flujo de calor está siempre dirigido desde los niveles que se encuentran a mayor temperatura hacia aquellos que se encuentran a menor temperatura. Durante el día, cuando la superficie del suelo es calentada por radiación, el calor fluye rápidamente hacia niveles más profundos en aquellos suelos muy conductivos, y por lo tanto la temperatura de la superficie no aumenta tanto como en los suelos de baja conductividad, que retienen el calor en la capa superficial. Por la noche las superficies conductoras disminuyen menos su temperatura, ya que el calor que pierden por radiación es en parte reemplazado por calor que asciende de niveles inferiores.

El aire es un mal conductor (Tabla 3.1), por lo tanto los suelos porosos bloquean el pasaje del calor. Por ejemplo, el aire retenido entre las unidades de combustible vegetal que componen el mantillo o broza disminuye la conductividad, haciendo que el calor quede retenido en la superficie. Si a esto sumamos el hecho de que por su color (generalmente oscuro), la cantidad de calor absorbida es

Componentes y tipos de suelo		Conductividad térmica $W m^{-1} ^\circ C^{-1}$	Calor específico $J g^{-1} ^\circ C^{-1}$
Componentes			
Cuarzo		8,800	0,80
Minerales arcillosos		2,920	0,90
Materia orgánica		0,250	1,92
Agua		0,140	4,18
Aire (20 °C)		0,025	1,01
Hielo (0 °C)		2,200	2,10
Tipos			
0% de cont. de agua		0,30	0,80
Suelo arenoso (40% de porosidad)	20% de cont. de agua	1,80	1,18
	40% de cont. de agua	2,20	1,48
0% de cont. de agua		0,25	0,89
Suelo arcilloso (40% de porosidad)	20% de cont. de agua	1,18	1,25
	40% de cont. de agua	1,58	1,55
0% de cont. de agua		0,06	1,92
Turba (40% de porosidad)	40% de cont. de agua	0,29	3,30
	80% de cont. de agua	0,50	3,65

Tabla 3.1

Propiedades térmicas de distintos tipos de suelo y de algunos de sus componentes. Basado en valores de Monteith (1973).

grande, vemos que la temperatura de las superficies con esta cobertura aumentará mucho más que la de superficies más conductoras y menos absorbentes.

Como expresamos en el capítulo anterior, una misma cantidad de energía puede producir distintos aumentos de temperatura sobre sustancias con distinto calor específico. El calor específico varía para los diferentes tipos de suelo de acuerdo con las sustancias que los componen; cambios en el contenido de agua modifican el calor específico de los distintos tipos de suelo (ver tabla 3.1).

Todos estos factores hacen que, aún recibiendo o perdiendo igual cantidad de radiación, las superficies con distintas propiedades físicas y químicas modifiquen su temperatura en forma desigual. Este calentamiento *diferencial* (distinta temperatura alcanzada) entre superficies próximas, genera movimientos de aire que afectan a la propagación del fuego.

3.2 Temperatura de los combustibles

Cuando en temas relacionados con el manejo del fuego se habla de *combustible*, se hace referencia a cualquier material orgánico, vivo o muerto, subterráneo, superficial, o aéreo, susceptible de ser quemado. Existen infinitas asociaciones de combustibles compuestas por elementos pertenecientes a distintas especies vegetales, cada uno con sus propiedades físicas y químicas propias y dispuestos

de las más diversas formas. A estas asociaciones se las conoce como *complejos de combustible*.

Los combustibles reciben radiación solar tanto directa como difusa en una cantidad que, para un mismo momento y ubicación geográfica, depende de su forma (mayor o menor superficie expuesta), y de la estructura del complejo de combustibles al que pertenecen (densidad, especies que lo componen...).

La inflamabilidad de los combustibles varía en función de su temperatura. A mayor temperatura de los combustibles, mayor es la probabilidad de ignición, la intensidad del fuego y la altura de las llamas. Por esto, el conocimiento de la temperatura de los combustibles es una importantísima herramienta para la predicción del comportamiento del fuego; de hecho, se la utiliza para lograr la intensidad del fuego deseada en las quemas prescriptas.

Los combustibles también reciben radiación de onda corta reflejada por la superficie del suelo o por la vegetación cercana, e interceptan parte de la radiación de onda larga emitida por la superficie del suelo, la atmósfera y la vegetación que los rodea (Fig. 3.1).

Las respuestas de los combustibles a una determinada cantidad de radiación incidente son diversas y dependen fundamentalmente de que se trate de combustibles vivos o de combustibles muertos. En el caso de los combustibles vivos, la incidencia de la radiación activa diversos mecanismos fisiológicos, como la mayor o menor apertura de los estomas y el desarrollo de procesos de fotosíntesis, siendo por lo tanto muy difícil inferir cuál es la variación de temperatura que se produce en los tejidos como resultado de una variación en la radiación incidente.

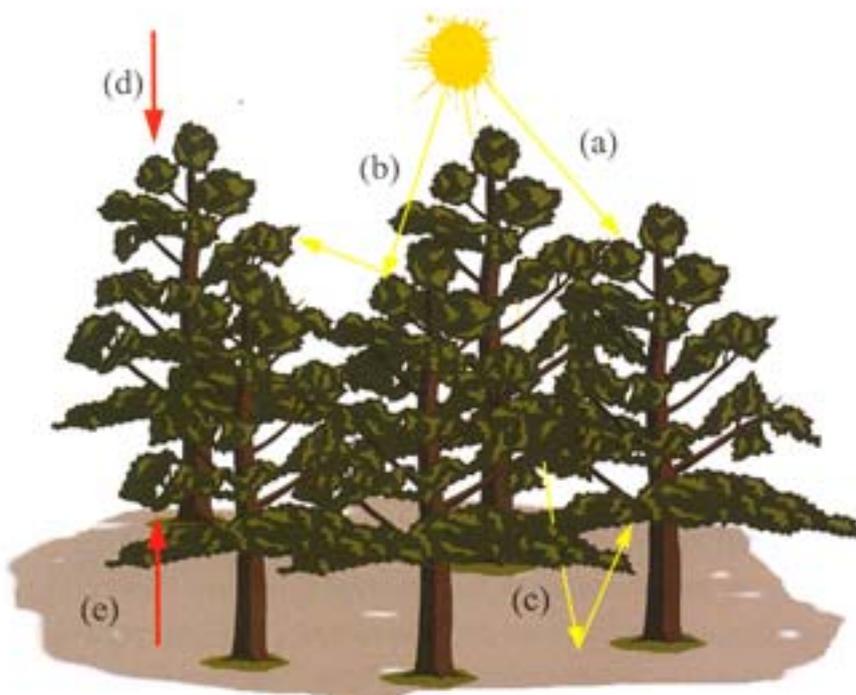


Figura 3.1
Radiación de onda corta y larga incidente sobre la vegetación: (a) radiación solar (directa y difusa) interceptada por la vegetación; (b) radiación solar retenida por el dosel luego de sufrir reflexiones múltiples; (c) radiación solar reflejada por la superficie del suelo; (d) radiación de onda larga emitida por la atmósfera; y (e) radiación de onda larga emitida por la superficie.

Térmicas

Como consecuencia del calentamiento diferencial que produce la radiación solar sobre la superficie, las moléculas de aire en contacto con las superficies más calientes reciben más calor por conducción que aquellas en contacto con superficies más frías. El aire más caliente se expande, se hace menos denso que el aire frío que lo rodea, y se eleva. De esta forma grandes "burbujas" de aire ascienden llevando energía a niveles más altos en lo que denominamos calentamiento por "convección". En la superficie el espacio dejado por el aire que asciende es ocupado por aire más frío de alrededor. Este aire frío, al entrar en contacto con la superficie más caliente, aumenta su temperatura y el ciclo vuelve a repetirse, generándose una corriente de aire ascendente a la que se denomina "térmica". Este fenómeno puede darse por efecto de la radiación solar o de la presencia de fuego. Los movimientos descritos, generados por el calentamiento, aceleran el movimiento de las llamas, tanto por hacer más rápido el precalentamiento de los combustibles próximos como por aumentar la provisión de oxígeno.



La energía radiante recibida por los combustibles muertos, en cambio, es utilizada para evaporar la humedad que estos contienen e incrementar su temperatura. El incremento de temperatura que se produce en los combustibles muertos ante una misma cantidad de energía recibida, depende de la humedad que los mismos contienen y de sus características químicas y físicas.

Los combustibles con mayor relación área/volumen (más pequeños o más chatos), principales responsables de la propagación del fuego, son los que más rápidamente modifican su temperatura al recibir calor; es decir, son los de respuesta más rápida a los cambios en el medio ambiente (Fosberg y Deeming 1971) (Fig. 3.2). Si acercamos un fósforo encendido a una ramita de pequeñas dimensiones, es muy probable que logremos que se produzca la ignición y continúe el proceso de combustión, no así si acercamos el mismo fósforo a un tronco de mayor diámetro.

Los combustibles también pueden variar su temperatura recibiendo o entregando calor mediante procesos de conducción, convección y advección. Si bien la conducción no es un mecanismo importante para la propagación del fuego, sí lo es para la generación de focos secundarios. Los combustibles porosos de muy baja conductividad (p. ej. el material en descomposición), conducen el calor tan lentamente que la temperatura de su

Figura 3.2

Los combustibles más pequeños, con mayor relación área/volumen, responden más rápidamente a los cambios en el medio que los rodea que aquellos de mayores dimensiones.

superficie aumenta en forma rápida cuando están expuestos a una fuente de calor, por pequeña que ésta sea. Este aumento de temperatura puede ser tal que se produzca la ignición. Dado que el volumen calentado es muy escaso, no hay la suficiente producción de sustancias volátiles para sostener la combustión en forma de llama; en cambio, pueden mantenerse incandescentes durante un largo tiempo, hasta ser extinguidos por la lluvia o reactivados por el viento (Chandler *et al.* 1991).

Los procesos de convección, generados por el calentamiento de la superficie, llevan aire caliente hasta las copas de los árboles, aumentando la temperatura del follaje y produciendo la liberación de sustancias volátiles.

Una rotación en la dirección del viento, puede producir la advección de aire a diferente temperatura, y modificar así la temperatura de la vegetación.

Finalmente, vamos a hacer algunos comentarios sobre el efecto que la presencia de fuego tiene sobre la temperatura de los combustibles. Durante el avance de un frente de fuego, la radiación emitida por las llamas produce el rápido secado de los combustibles llevándolos a la temperatura de ignición, y los movimientos convectivos producidos hacia la zona de avance del frente (por las altas temperaturas que alcanza el aire), aceleran el movimiento de las llamas. Este efecto puede estar potenciado por la pendiente del terreno o por el viento ya que, tanto cuando el fuego asciende por una ladera, como cuando el viento inclina las llamas, los combustibles ubicados por delante del frente se encuentran más próximos a la superficie radiativa (Fig. 3.3). En ambos casos se generan movimientos convectivos adicionales en la capa de aire comprendida entre la llama y la superficie, que acercan los gases producidos en la zona de llamas hacia los combustibles ubicados por delante del fuego (Rothermel 1972).

Los movimientos convectivos generados por el calor liberado durante el paso de un frente de fuego pueden causar el calentamiento de estratos de vegetación más altos, produciendo coronamiento y, eventualmente, transformando un *fuego de superficie* en un *fuego de copas*. Este efecto puede producirse también por el calor liberado por fuegos residuales después del paso del frente, o por las altas temperaturas que alcanza la superficie después del paso de fuegos de gran intensidad.



Figura 3.3
El viento inclina las llamas, acercándolas a los combustibles y acelerando el secado y calentamiento de los mismos.

3.3 Temperatura del aire

La temperatura del aire en las proximidades de la superficie está fuertemente asociada a la temperatura de la superficie del suelo y de la vegetación que la cubre. De allí que muchas veces es difícil analizar la representatividad de los datos de temperatura del aire con que contamos, ya que las condiciones bajo las que fueron tomados pueden ser muy diferentes de aquellas del lugar que nos interesa analizar (Fig. 3.4). Una de las mayores dificultades para el uso de observaciones meteorológicas, radica en la gran variabilidad de los elementos meteorológicos; mediciones efectuadas en lugares adyacentes, de características aparentemente similares, pueden dar resultados significativamente diferentes. Como generalmente no tenemos gran cantidad de mediciones, es fundamental comprender cuál es la representatividad de aquellas con las que contamos.



Figura 3.4

Los cambios en la vegetación y topografía, hacen que los datos registrados en esta estación puedan diferir significativamente de los registrados en lugares próximos.

3.3.1 Ciclo anual de la temperatura del aire

Las variaciones que sufre la temperatura a lo largo de un año en una determinada localidad, dependen principalmente de su ubicación geográfica y de los patrones de circulación general de la atmósfera. Ya analizamos que tanto el ángulo con que los rayos solares inciden sobre la superficie, como la cantidad de horas de luz, varían para cada latitud a lo largo del año, siendo mayores las variaciones para mayores latitudes. Estas variaciones en la radiación recibida están acompañadas por variaciones en la temperatura.

Regiones ubicadas a igual latitud pueden presentar diferencias en sus respectivas marchas anuales de la temperatura² debido a características propias de cada sitio, como la proximidad a superficies cubiertas por agua (lagos, océanos...) o la elevación, entre otros. Los lagos y océanos moderan las variaciones anuales de temperatura; debido a su gran capacidad calorífica no aumentan tanto su temperatura en verano y conservan el calor en invierno, suavizando así las variaciones de temperatura de las áreas próximas.

(2) Se denomina "marcha anual de temperatura" a la variación de la temperatura media mensual a lo largo del año.

Características de la circulación general regulan en cada región la variación anual de la cobertura media de nubes, de la dirección e intensidad de los vientos dominantes, de la cantidad y distribución anual de la precipitación, y de otros factores que afectan al ciclo anual de temperatura. La figura 3.5 muestra las variaciones de la temperatura media mensual para distintas localidades de la República Argentina.

3.3.2 Ciclo diario de la temperatura del aire

Durante la mañana, a medida que el sol se eleva sobre el horizonte la superficie comienza a calentarse; a medida que aumenta su temperatura, la cantidad de radiación emitida por la superficie es mayor y el aire también comienza a calentarse. El sol alcanza su altura máxima sobre el horizonte al mediodía, siendo éste el momento en que la superficie recibe la mayor cantidad de radiación. Sin embargo, no es el mediodía la hora en que generalmente el aire³ alcanza su máxima temperatura, sino que esto sucede en horas de la tarde (alrededor de las 15 hs.) y varía para cada localidad. Las exposiciones *este* alcanzan la máxima temperatura más temprano que las exposiciones *oeste*. El conocimiento de la hora a la que se alcanzan las mayores temperaturas es muy útil para saber a que hora del día deben hacerse observaciones para la estimación de peligro de incendios. Así como es conveniente ubicar las estaciones meteorológicas para estimación de peligro en los lugares que reciben mayor cantidad de radiación, tal como se explicó en el capítulo 1, también es importante estimar el peligro diario con observaciones representativas de las máximas temperaturas diarias. Cuando se calculan los índices de peligro con observaciones hechas en diversas estaciones de una región, es conveniente "estandarizar" la hora en que se toman los datos. La hora más conveniente puede definirse mediante el análisis de series climatológicas de la región, de modo que los resultados sean comparables.

Vamos a analizar ahora la causa del desfase existente entre la hora en que se recibe la mayor cantidad de radiación y la hora en que se alcanzan las máximas temperaturas. Como dijimos,

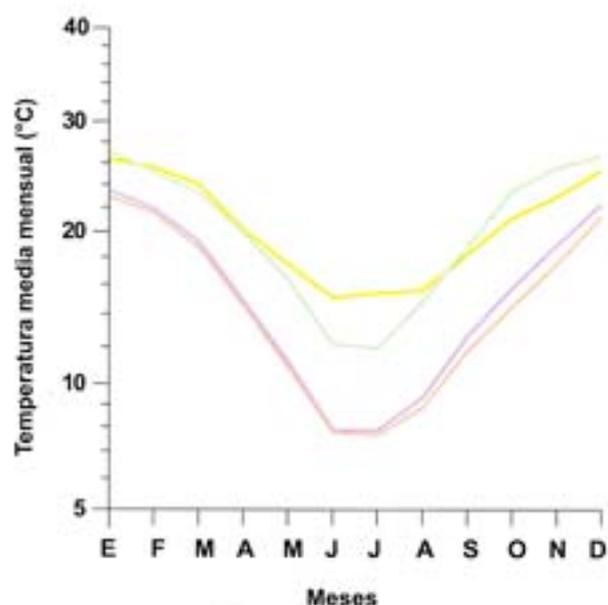


Figura 3.5

Marcha anual de la temperatura anual media correspondiente a las siguientes localidades de la República Argentina:

— Santa Rosa, Lat: 36° 34' S, Lon: 64° 16' O, Altura: 191m

— Bahía Blanca, Lat: 38° 44' S, Lon: 62° 10' O, Altura: 83m

— Resistencia, Lat: 27° 27' S, Lon: 59° 03' O, Altura: 52m

— Catamarca, Lat: 28° 36' S, Lon: 65° 46' O, Altura: 454m

Elaborado en base a las estadísticas meteorológicas correspondientes al período 1971-1980 (Estadística N°36, Servicio Meteorológico Nacional, Comando de Regiones Aéreas, Fuerza Aérea Argentina).

(3) Cuando hablamos de "temperatura del aire" nos referimos a la temperatura a la altura del abrigo meteorológico, excepto que se especifique otra altura.

cuando la superficie empieza a calentarse y emitir mayor cantidad de radiación, el aire también comienza a calentarse. Una capa de aire muy fina en contacto con la superficie recibe una cantidad adicional de calor por conducción, y aumenta su temperatura más que el resto. Al aumentar la temperatura de esta delgada capa de aire, aumenta la velocidad de movimiento de las moléculas y algunas de estas moléculas logran escapar e introducirse en la capa de aire más fría que hay por encima de ella. Se inicia así un proceso de mezcla que permite que el aire más caliente próximo a la superficie alcance niveles más altos. De todas formas este proceso es muy lento, especialmente en días calmos, por lo que se generan grandes diferencias entre la temperatura del aire próximo al suelo y el que se encuentra algo más

arriba (Fig. 3.6). Así una persona puede experimentar temperaturas de 50 °C a la altura de los pies y 32 °C a la altura de la cabeza (Ahrens 1994).

A medida que el sol se eleva en el horizonte, el calentamiento se hace más intenso y comienza la convección. Se forman las denominadas *térmicas*, que empiezan a llevar el aire caliente a mayores alturas. Este proceso se ve favorecido por el viento, que acelera el proceso de mezcla, suavizando más rápidamente la diferencia de temperatura en los distintos niveles. Pasado el mediodía, si bien la cantidad de radiación recibida por la superficie comienza a decrecer, todavía el balance

entre la radiación recibida y la radiación emitida por la superficie continúa siendo positivo. La superficie sigue calentando al aire más próximo a ella y la convección, a esta hora bien desarrollada, sigue llevando aire caliente a mayores alturas. A la altura de los abrigos meteorológicos, dentro de los cuales se encuentran los termómetros, las *temperaturas máximas* se registran en las primeras horas de la tarde y no al mediodía (Fig. 3.7).

A medida que el sol desciende sobre el horizonte, disminuye la cantidad de radiación que llega a la atmósfera y a la superficie del suelo, hasta que llega un momento en que la cantidad de radiación

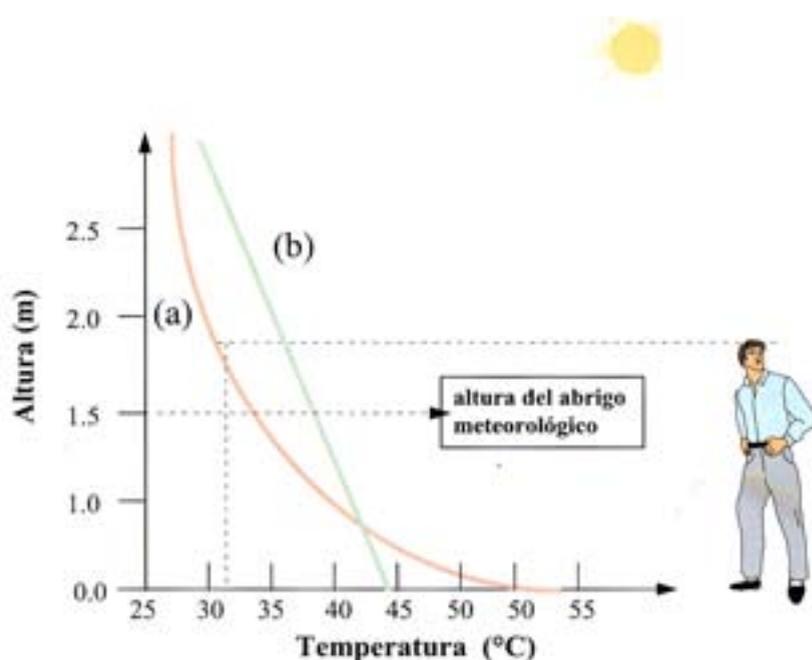


Figura 3.6

(a) Curva típica de variación de temperatura con la altura en un día de soleado y con viento en calma, en las proximidades de la superficie; (b) la diferencia de temperatura entre distintos niveles se hace menor en presencia de viento.

emitida por la tierra es mayor que la recibida y comienza el enfriamiento. A este enfriamiento se lo denomina *radiativo* ya que se produce por emisión de radiación de onda larga por parte de la atmósfera y de la superficie. La tierra se enfría más rápidamente que el aire en contacto con ella y por lo tanto se enfría más rápido. El aire próximo a la superficie le entrega a ésta calor por conducción y por lo tanto se enfría más rápidamente que el aire a mayor altura; se forma entonces una inversión térmica (Fig. 3.8). A este tipo de inversiones térmicas se las denomina *radiativas nocturnas*, por producirse por enfriamiento radiativo y durante la noche. Esta inversión se "profundiza" (acentúa más la diferencia entre la temperatura del aire a nivel del suelo y a niveles más altos) a medida que avanza la noche, mientras continúa el enfriamiento radiativo de la superficie. La temperatura sigue disminuyendo hasta alcanzar la *temperatura mínima* diaria, que generalmente se produce algo después de la salida del sol.

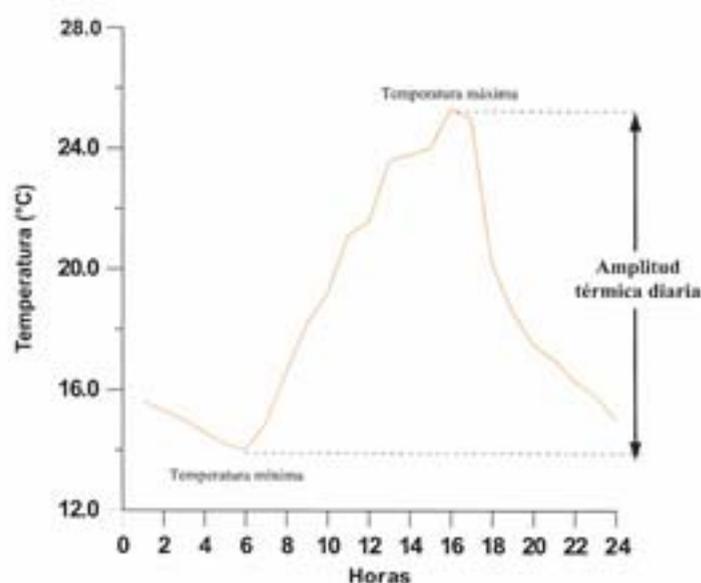


Figura 3.7
Variación de la temperatura durante un día de verano en Puerto Madryn, provincia de Chubut, Argentina. En este caso la temperatura máxima se registró a las 16 hs.

Este ciclo diario de temperaturas puede verse alterado por fenómenos de escala mayor que la escala local. El paso de un frente frío, por ejemplo, produce un descenso en la temperatura que es independiente de la hora de la que se trate.

Las figuras 3.6 y 3.8, muestran que la temperatura medida a la altura del abrigo meteorológico puede ser considerablemente distinta de la temperatura medida en las proximidades de la superficie. Así como vimos que la temperatura sufre grandes variaciones entre lugares muy próximos, advertimos ahora que datos tomados con pequeñas diferencias de altura también pueden mostrar grandes variaciones.

3.3.3 Amplitud térmica diaria

Se define como *amplitud térmica diaria* a la diferencia entre la temperatura máxima y mínima registradas en un día (ver Fig. 3.7). La presencia de nubes, vapor de agua, o partículas en suspensión retienen gran parte de la radiación incidente y saliente, suavizando así las temperaturas máxima y mínima; la amplitud térmica es menor. En los días despejados, la amplitud es mayor, y las bajas temperaturas alcanzadas durante la noche hacen más probable la presencia de fuertes inversiones.

La amplitud térmica del aire está estrechamente asociada a las características de la superficie subyacente, como son el albedo, la conductividad, la emisividad y otras. Cuando una superficie contiene agua, la evaporación que se produce contribuye a que el aumento de temperatura sea menor. Por otra parte esta entrega de humedad a la atmósfera aumenta el efecto invernadero contribuyendo a suavizar las temperaturas extremas diarias.

Dentro de los doseles, la amplitud diaria es menor ya que, tal como se explicó anteriormente, la vegetación atenúa la cantidad de radiación incidente (disminuyendo la temperatura máxima diaria) y retiene gran parte de la radiación emitida por la superficie (aumentando la temperatura mínima diaria).

En las regiones montañosas las máximas amplitudes térmicas se dan en los valles, donde el aire se calienta más rápidamente durante el día y las temperaturas mínimas por la noche son muy bajas debido a la acumulación de aire frío. La proximidad de superficies de agua, contribuye a disminuir la amplitud diaria, de la misma forma en que contribuye a disminuir la amplitud anual.

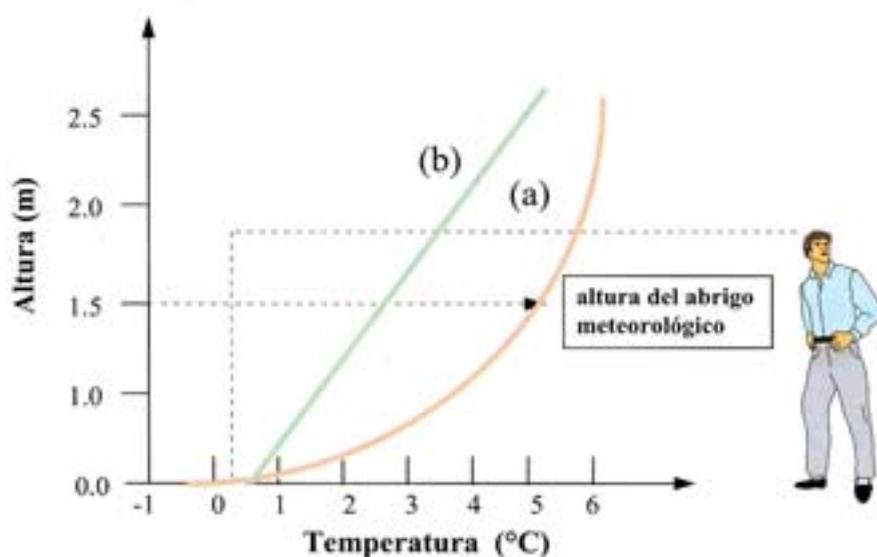


Figura 3.8
(a) Inversión térmica típica de una noche con cielo despejado y viento en calma. (b) la diferencia de temperatura entre distintos niveles se hace menor en presencia de viento.

3.4 Inversiones térmicas

La formación de inversiones térmicas es tan importante para el comportamiento del fuego, que consideramos necesario analizarlas más detalladamente. Como dijimos en el punto anterior, las inversiones radiativas nocturnas se forman por enfriamiento radiativo de la superficie y se ven favorecidas en una atmósfera libre de nubes, gases o partículas en suspensión, ya que éstas retienen parte de la radiación saliente, “amortiguando” el descenso de la temperatura. A medida que transcurre la noche y el enfriamiento continúa, la inversión se va profundizando y alcanza mayor altura (Fig. 3.9). Las noches largas favorecen la ocurrencia de inversiones profundas por ser mayor el tiempo durante el cual la superficie pierde radiación.

La topografía juega un papel fundamental en la formación de inversiones. El aire frío tiende a descender por las laderas y cañadones y a acumularse en los valles dando origen a fuertes inversiones. En las regiones montañosas, el límite de la inversión está por debajo de las cumbres, generalmente a mitad de las laderas; a partir de allí la temperatura comienza a disminuir con la altura. Si el aire está suficientemente húmedo, es común que se forme niebla dentro de la capa de inversión con el consecuente aporte de humedad a la vegetación.

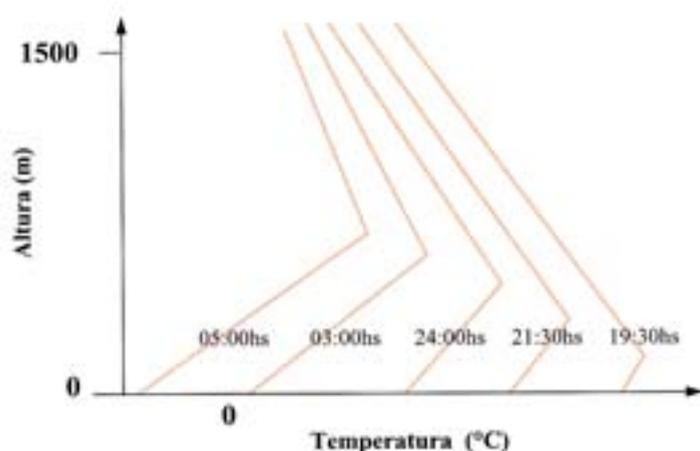


Figura 3.9
Desarrollo de una inversión térmica durante la noche. La altura que alcanza la inversión es variable y puede diferir considerablemente de la mostrada en este ejemplo, de acuerdo con las características de cada localidad.

El viento también afecta a las características de estas inversiones. En noches en calma, la capa de aire frío próxima al suelo no se mezcla con el aire de niveles superiores, profundizando las diferencias de temperatura entre distintas alturas. Cuando hay viento, el aire de distintos niveles se mezcla rápidamente y la diferencia de temperatura tiende a desaparecer (ver Fig. 3.8).

La zona donde se encuentra el límite superior de la inversión se denomina **cinturón térmico** (Fig. 3.10). Es allí donde se registran las temperaturas mínimas más altas (donde menos disminuye la temperatura durante la noche) y donde la amplitud diaria es menor. Además de ser la zona más cálida de la ladera durante la noche, el cinturón térmico también es la zona más “seca” ya que las altas

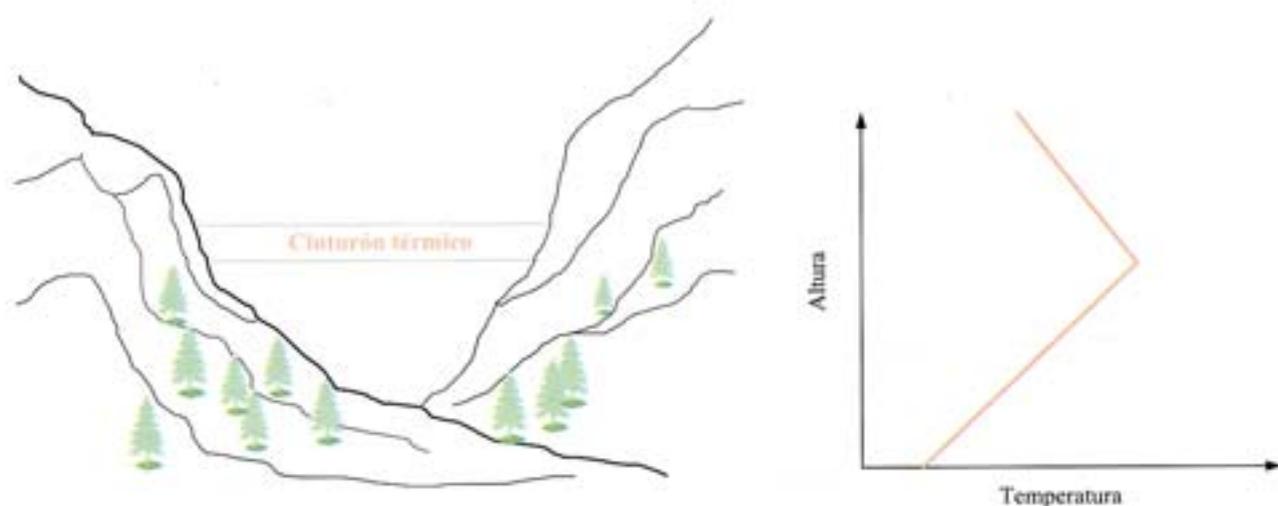


Figura 3.10
El cinturón térmico se forma durante la noche a la altura donde, debido a la inversión térmica, se registran las mayores temperaturas.

temperaturas van acompañadas de baja humedad relativa. Estas condiciones hacen que frecuentemente los incendios se mantengan activos en esta zona durante la noche, mientras que por debajo de la inversión su actividad disminuye y el fuego parece controlado.

La formación de cinturones térmicos presenta con frecuencia grandes dificultades para las tareas de control del fuego. La altura del cinturón térmico varía acorde con la variación de la altura de la inversión. Durante la noche se va elevando a medida que la inversión se profundiza. Cuando comienza el calentamiento solar, la superficie comienza a calentarse y calienta al aire adyacente; el primer calentamiento puede producir la expansión del aire y un leve aumento de la altura del cinturón (Schroeder y Buck 1970), pero rápidamente la distribución de aire caliente en la vertical rompe la inversión, que generalmente desaparece durante la mañana. La actividad del fuego que durante la noche pareció controlada, aumenta al desaparecer la inversión. Este aumento se produce a veces en forma gradual y **muchas otras** en forma **abrupta**. Algunos de los efectos asociados a la ruptura de este tipo de inversiones son los siguientes:

- *El viento puede aumentar de improviso*
- *La temperatura aumenta*
- *La humedad relativa disminuye*

El monitoreo constante del estado del tiempo ayuda a estimar la hora en que puede levantarse una inversión de este tipo.

No todas las inversiones térmicas se deben al enfriamiento radiativo. Otro mecanismo por el cual se forman inversiones térmicas en la atmósfera es la *subsistencia*. Si bien el fenómeno de subsistencia va a ser analizado en profundidad en el capítulo 5, consideramos importante mencionarlo ahora para comparar las características de las inversiones térmicas que produce, con respecto a las producidas por radiación.

La *subsistencia* consiste en el lento descenso de masas de aire asociado a la presencia de centros de alta presión. El aire al descender se calienta y produce aumentos de temperatura “desde arriba”, acompañados de la disminución de la humedad relativa. La inversión se forma inicialmente a grandes alturas, pero si el fenómeno persiste y el descenso continúa, el aire de la troposfera alta puede alcanzar la superficie, “seco” y “caliente”, generando condiciones severas para el comportamiento del fuego sobre grandes áreas. La presencia de este tipo de inversiones inhibe el desarrollo de grandes columnas convectivas. Sin embargo, en algunos casos, el calor liberado por el incendio logra “romper” estas inversiones y la columna alcanza rápidamente un gran desarrollo vertical acompañado de un abrupto cambio en el comportamiento del fuego (Fig. 3.11).



Figura 3.11
Como consecuencia de la ruptura de una inversión, el comportamiento del fuego puede cambiar abruptamente en algunos minutos. Fotografías atención Sr. R. Pedotti.

Las diferencias entre las inversiones por subsidencia y las inversiones radiativas se resume en el siguiente cuadro:

Inversiones radiativas o nocturnas	Inversiones de subsidencia
<p>a) Son fenómenos que se generan localmente. Su desarrollo está condicionado por la topografía, cobertura de la superficie y otras características propias de cada localidad.</p> <p>b) Comienzan en la superficie y alcanzan mayor altura a medida que transcurre la noche.</p> <p>c) Responden al ciclo diario de variación de la temperatura, por lo tanto se repiten diariamente excepto cuando un fenómeno de mayor escala no permite su desarrollo (por ejemplo, el paso de un frente caliente durante la noche).</p>	<p>a) Afectan grandes áreas simultáneamente por ser originadas por fenómenos de escala mayor que la local.</p> <p>b) Comienzan a grandes alturas y descienden lentamente. Por este motivo, en las regiones montañosas, los primeros lugares donde se detecta el aire seco y caliente es en las proximidades de las cimas. (El alerta puede darlo, por ejemplo, un torrero al observar un aumento de temperatura y descenso de la humedad relativa a la altura de su estación, antes que esto suceda en las estaciones ubicadas a menor altura).</p> <p>c) Responden a fenómenos que pueden persistir durante algunos días, anulando cualquier otro fenómeno local.</p>

Las inversiones térmicas pueden ser causadas también por otros fenómenos además de los ya mencionados. Por ejemplo, cuando una masa de aire relativamente caliente se desplaza sobre una superficie más fría, el aire es enfriado desde abajo dando origen a una inversión. Esta situación se da

frecuentemente cuando el aire cálido oceánico se desplaza sobre una superficie más fría; en estos casos y debido al alto contenido de humedad del aire, las inversiones suelen estar acompañadas por la formación de nieblas. Esta situación se produce, por ejemplo, cuando aire cálido proveniente del océano Atlántico o del Río de la Plata, penetra sobre la provincia de Buenos Aires, cuyo suelo se encuentra a temperaturas más bajas (Celemín 1984).

3.5 Efectos de las variaciones de temperatura sobre el comportamiento del fuego

- El aumento de la temperatura de los combustibles acelera su secado, hace menor la cantidad de calor necesaria para llevarlos a la temperatura de ignición, y favorece la liberación de sustancias volátiles. A mayor temperatura de los combustibles, mayor es la velocidad de propagación e intensidad del fuego, y aumenta la probabilidad de ocurrencia de focos secundarios.
- El aumento de la temperatura de la superficie del suelo o de la vegetación que la cubre, genera corrientes convectivas que aumentan la probabilidad de ignición de los combustibles aéreos.
- Las diferencias de calentamiento entre superficies próximas, generan circulaciones de aire que afectan a la velocidad y dirección de propagación del fuego, y la probabilidad de ocurrencia de torbellinos.
- Las formaciones de inversiones térmicas radiativas reduce la actividad del fuego. El comportamiento del mismo puede cambiar **abruptamente** cuando se levanta la inversión.
- Las inversiones térmicas asociadas a movimientos de subsidencia, son indicadoras de la posible llegada de aire extremadamente caliente y seco a la superficie.

Resumen

La temperatura del aire, de los combustibles vegetales y de la superficie del suelo interactúan permanentemente, de modo tal que ninguna puede ser analizada en forma independiente de las demás. Las diferencias en las temperaturas alcanzadas por los distintos tipos de suelos o las distintas coberturas vegetales, generan grandes variaciones en la temperatura del aire entre en lugares próximos.

Estas diferencias en la temperatura deben ser tenidas en cuenta cuando se analiza la representatividad de los datos con que contamos por ser indicadoras de diferencias en la temperatura y

en el contenido de humedad de los combustibles subyacentes, como así también por generar movimientos de aire que afectan al comportamiento del fuego.

Las variaciones de la temperatura con la altura también dan lugar a numerosos fenómenos relevantes para el comportamiento del fuego. La formación de inversiones térmicas es uno de ellos; estas inversiones pueden tener distintos orígenes que es necesario comprender para poder estimar su duración y las dimensiones del área que afectan.

Capítulo

4

**El vapor de agua en la
atmósfera y sus efectos
sobre la vegetación**

El vapor de agua en la atmósfera y sus efectos sobre la vegetación

Los combustibles vegetales, tanto vivos como muertos, intercambian permanentemente humedad con la atmósfera circundante mediante distintos mecanismos. Por este motivo, el contenido de humedad de los combustibles está estrechamente relacionado con el contenido de humedad de la atmósfera. Como es sabido, el contenido de humedad de los combustibles es un factor crítico para el comienzo y posterior comportamiento de los incendios.

La presencia de agua en la atmósfera en cualquiera de sus tres estados (sólido, líquido o gaseoso), da lugar a la formación y desarrollo de fenómenos meteorológicos que afectan significativamente al comportamiento del fuego. Los procesos por los cuales el agua pasa de un estado a otro permiten el intercambio de grandes cantidades de energía entre la tierra y la atmósfera. Como se mencionó en el capítulo 2, mediante la evaporación de agua en las bajas latitudes, enormes cantidades de energía son entregadas a la atmósfera en forma de calor latente y posteriormente liberadas en latitudes más altas. Asimismo, los procesos de condensación o sublimación que dan lugar a la formación de pequeñísimas gotitas de agua o de cristales de hielo en la atmósfera, dan origen a la formación de nubes, y luego, a la precipitación.

4.1 Cambios de estado del agua

La evaporación se produce cuando algunas de las moléculas de agua en estado líquido, moviéndose lo suficientemente rápido en dirección de la superficie de un volumen de agua, logran escapar al aire pasando así al estado gaseoso. Mientras esto ocurre, también algunas moléculas que se encontraban en estado gaseoso pasan al estado líquido mediante el proceso de condensación. La misma cantidad de energía que se consume en la evaporación se libera en la condensación. De esta forma en la superficie límite entre el agua y el aire se produce un intercambio de moléculas en ambos sentidos, siendo generalmente mayor en uno que en el otro. Si es mayor la cantidad de moléculas que pasan del estado líquido al gaseoso decimos que hay *evaporación*, en caso contrario decimos que hay *condensación*. En condiciones de equilibrio no hay intercambio neto en ningún sentido. Al fenómeno mediante el cual una molécula de hielo pasa a estado de vapor, y viceversa, se lo denomina *sublimación*.

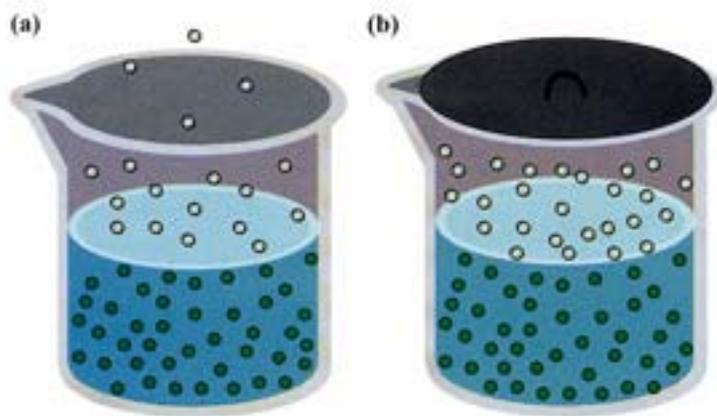


Figura 4.1

(a) A medida que aumenta la temperatura, es mayor el número de moléculas que escapan de la superficie líquida pasando al estado gaseoso; (b) al cerrar el recipiente, llega un momento en que el volumen de aire contenido en el mismo se satura, no pudiendo recibir más moléculas de vapor.

Imaginemos que en el recipiente de agua de la figura 4.1a se produce un proceso de evaporación. Algunas moléculas dejan el líquido, pasando al aire como moléculas de vapor. Si aumentamos la temperatura del recipiente, la velocidad de movimiento de las moléculas dentro del líquido es mayor, y también es mayor el número de moléculas que logra escapar de la superficie y pasar al aire. De esta forma el aumento de la temperatura hace más rápido el proceso de evaporación. Supongamos ahora que colocamos una tapa sobre el recipiente (Fig. 4.1b), si el proceso de evaporación continúa llegará un momento en que el volumen de aire en el recipiente no podrá recibir más moléculas de vapor, entonces decimos que el aire está *saturado*. En esta situación, por cada molécula de aire que se evapora una se condensa, es decir es una situación de equilibrio en la que el aire contiene la **máxima** cantidad de vapor que **puede** contener. Si levantáramos la tapa del recipiente, las moléculas de vapor podrían “escapar” dejando lugar para nuevas moléculas de vapor y el proceso de evaporación continuaría.

Las moléculas de vapor de agua contribuyen a incrementar la presión atmosférica, al igual que las moléculas de otros gases presentes en la atmósfera. A la presión ejercida por el vapor de agua se la denomina *presión de vapor*. Cuando el aire está saturado, decimos que la presión de vapor es la *presión de vapor de saturación*.

4.2 Humedad relativa

Hay diversos parámetros que permiten estimar la cantidad de vapor de agua presente en la atmósfera, como por ejemplo la humedad absoluta, la humedad relativa y la relación de mezcla, entre otros. La humedad relativa es el parámetro más frecuentemente utilizado para evaluar el peligro de incendios mediante índices. Se puede citar a los desarrollados por Soares (1972) en Brasil, el índice utilizado en Australia (McArthur 1967), en los Estados Unidos de Norte América (Deeming *et al.* 1977) y en Canadá (Van Wagner 1987).

La humedad relativa es un indicador del porcentaje de vapor de agua que contiene el aire,

con respecto al máximo que podría contener a la temperatura y presión en que se encuentra en ese momento.

$$\text{Humedad relativa} = 100 * \frac{\text{cantidad de vapor presente}}{\text{cantidad de vapor máxima posible}}$$

Si por ejemplo, la humedad relativa es del 50%, el aire contiene la mitad de la cantidad de vapor que podría contener. Cuando la humedad relativa alcanza el 100%, el aire está saturado. Precisamente, la humedad relativa es utilizada para estimar el peligro de incendios por indicar la capacidad de la atmósfera de absorber humedad. Cuando la humedad relativa es baja, la evaporación y el secado de los combustibles se ven favorecidos, aumentando la probabilidad de ignición y el peligro presentado por los incendios.

Las variaciones en la humedad relativa dependen de variaciones en la presión, la temperatura y el contenido de vapor del aire. Si a una burbuja de aire le entregamos vapor de agua, manteniendo su temperatura y presión constantes (no se modifica su volumen) (Fig. 4.2), la humedad relativa aumenta como consecuencia de la mayor cantidad de moléculas de vapor contenidas en el mismo volumen. Esto sucede cuando la atmósfera recibe humedad de fuentes de evaporación como pueden ser los espejos de agua o las cubiertas vegetales (Fig. 4.3).

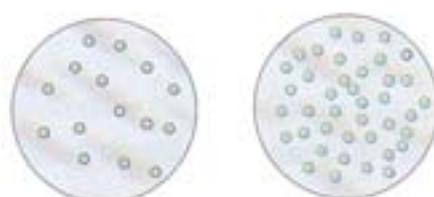


Figura 4.2

Si entregamos vapor de agua a una "burbuja" de aire, sin modificar su volumen, su humedad relativa aumenta como consecuencia de la presencia de una mayor cantidad de moléculas de vapor.

Analicemos ahora cómo se modificaría la humedad relativa de la misma burbuja de aire como consecuencia de cambios en su temperatura, manteniendo constantes la cantidad de vapor que contiene



Figura 4.3

Grandes cantidades de vapor de agua ingresan a la atmósfera mediante procesos de evaporación.

y la presión atmosférica. Bajo estas condiciones, al aumentar la temperatura del aire de T a T_1 (Fig. 4.4) la burbuja de aire se expande y su volumen aumenta. Al aumentar su volumen, aumenta la cantidad máxima de vapor que la burbuja puede contener y la humedad relativa disminuye. Inversamente, cuando la temperatura del aire disminuye de T a T_2 , la burbuja se contrae y la cantidad máxima de vapor de agua que puede contener disminuye, aumentando así la humedad relativa.

Es importante destacar que, si bien la humedad relativa indica cuán cerca está el aire de la saturación, no da información de **cuánto** vapor de agua hay presente en la atmósfera.

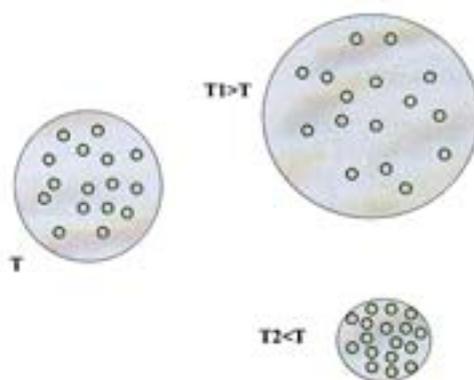


Figura 4.4

Si aumentamos la temperatura de una burbuja de aire de T a T_1 , su volumen aumenta y su humedad relativa disminuye. Si disminuimos la temperatura de la burbuja de T a T_2 , su volumen disminuye y su humedad relativa aumenta.

4.2.1 Variaciones de la humedad relativa

La humedad relativa se modifica como consecuencia de cambios en el contenido de humedad del aire, la temperatura o la presión. En las proximidades de la superficie, los cambios en la presión son mucho menos significativos que los cambios en la temperatura y contenido de vapor del aire. Por este motivo, las grandes y rápidas modificaciones que percibimos en la humedad relativa responden principalmente a cambios en la temperatura y contenido de vapor del aire.

Pequeñas diferencias en la topografía, crean diferencias sorprendentemente grandes entre los microclimas locales. En las regiones planas, un registro de humedad puede ser representativo de un área extensa exceptuando los lugares afectados por la presencia de plantaciones, ríos, áreas irrigadas, o alguna otra característica puntual. En las regiones montañosas, en cambio, lugares muy próximos pueden presentar microclimas muy distintos por cambios en la exposición, elevación y/o pendiente. La humedad relativa es frecuentemente mayor en las exposiciones sur, donde la menor cantidad de radiación recibida hace que las temperaturas sean menores. El drenaje de aire frío que se produce durante la noche hacia el fondo de los valles con la consecuente disminución de la temperatura, está acompañado por el aumento de la humedad relativa.

En los cinturones térmicos (Cap. 3.4.1), por ejemplo, las mayores temperaturas registradas durante la noche por efecto de las inversiones térmicas radiativas, son acompañadas por mínimos en la humedad relativa (Fig. 4.5). La combinación de estos dos factores es la causa por la cual los incendios se mantienen activos durante la noche en la zona del cinturón.

La presencia de fuentes de evaporación afecta a la humedad relativa en forma directa, por

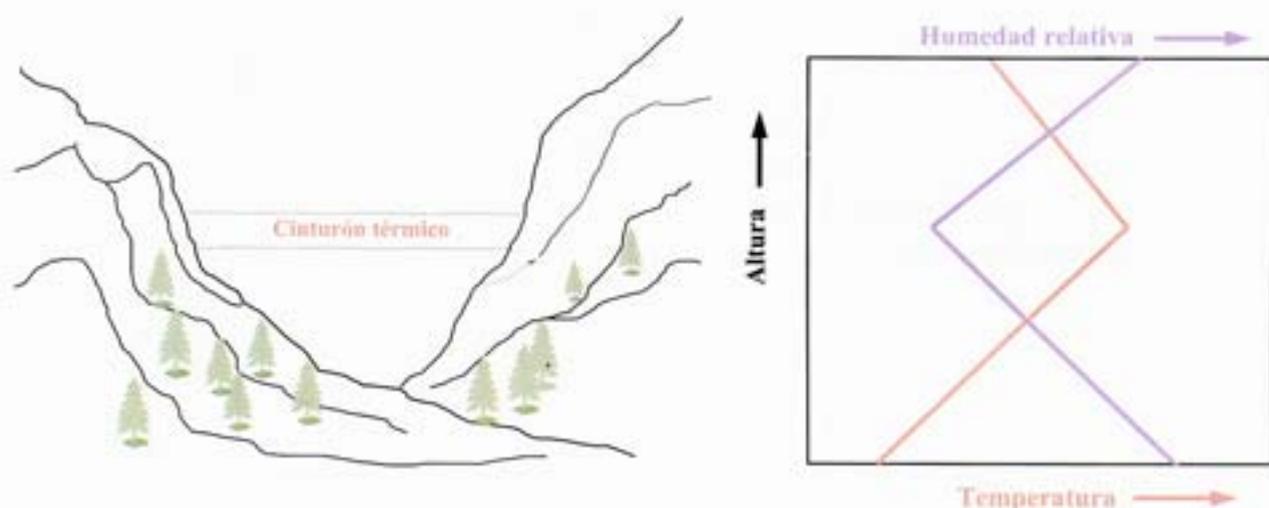


Figura 4.5

En los denominados "cinturones térmicos", las altas temperaturas se combinan con bajos valores de humedad relativa.

favorecer el aumento de la cantidad de vapor presente en la atmósfera, y en forma indirecta, por producir cambios en la temperatura (recordemos que el vapor de agua es buen absorbente de la radiación emitida por la superficie de tierra).

Una superficie cubierta de vegetación presenta mayor evaporación que el suelo desnudo. Las plantas entregan vapor a la atmósfera mediante procesos vegetativos como la transpiración y gutación y las hojas y ramas aumentan la superficie sobre la cual pueden depositarse gotas de precipitación, niebla, o rocío, que luego vuelven en forma de vapor a la atmósfera.

La vegetación intercepta parte de la radiación solar incidente y de la radiación emitida por la superficie, produciendo así modificaciones en el régimen diario de temperatura que se traducen en cambios en la marcha diaria de la humedad relativa. Registros en el interior de un bosque denso mostraron valores de temperatura de 3 a 5 °C menores y de humedades relativas del 5 al 20% mayores que los obtenidos en un espacio expuesto a la radiación solar (National Wildfire Coordinating Group 1993).

Vamos a analizar ahora el efecto del viento sobre el contenido de vapor de agua en la atmósfera. Supongamos que una parcela (un volumen) de aire no saturado se encuentra en contacto con una superficie que contiene una cierta cantidad de humedad. La superficie entregará vapor al aire mediante la evaporación hasta que éste alcance la saturación, en ese punto cesa la evaporación y por lo tanto el secado de la superficie. Si ahora sustituimos la parcela de aire saturada por otra no saturada, la superficie podrá seguir evaporando. Este es el efecto que causa el viento sobre la evaporación, cuando el aire húmedo es desplazado por aire más seco. Es importante enfatizar que una rotación en la dirección del viento puede producir cambios en el contenido de humedad del aire que es advechado sobre una región. Esto sucede frecuentemente en las zonas costeras donde se desarrolla el fenómeno de brisa de mar y tierra (Fig. 4.6).

4.2.2 Ciclo diario

Vamos a analizar las variaciones que sufre la humedad relativa a la altura del abrigo meteorológico, típicas de un día despejado y con viento en calma.

En estaciones alejadas de fuentes que entreguen vapor a la atmósfera, la humedad relativa sigue casi en forma de espejo las variaciones de la temperatura. La máxima humedad relativa se alcanza al amanecer, cuando la temperatura es mínima, y la mínima humedad relativa se produce en las primeras horas de la tarde cuando la temperatura es máxima (Fig. 4.7).

En las zonas costeras, o en las proximidades de lagos o cubiertas de vegetación, las variaciones en la cantidad de vapor presente en la atmósfera producen cambios significativos en la humedad relativa (Fig. 4.8, a y b), que no responden al ciclo diario de temperatura.

La amplitud diaria de la humedad relativa es generalmente mayor, cuanto mayor es la amplitud diaria de la temperatura. La presencia de nubes, por ejemplo, disminuye la amplitud diaria de temperatura, y por lo tanto, disminuye también la amplitud diaria de la humedad relativa. Durante el día las nubes reducen la cantidad de radiación que llega a la superficie de la tierra, por lo que la temperatura

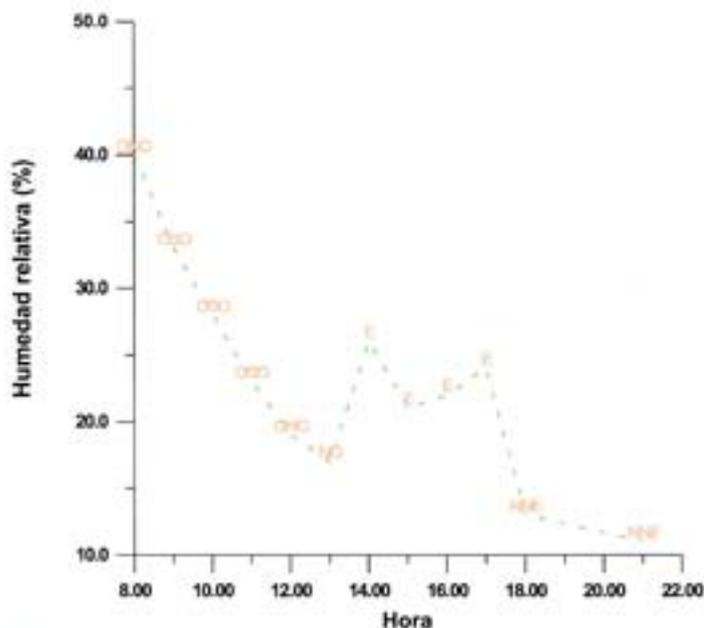


Figura 4.6
En la localidad costera en la que fueron registrados estos datos, la advección de aire húmedo (proveniente del este) producida por la brisa de mar, causó el aumento de humedad relativa registrado en las primeras horas de la tarde. Las letras en el gráfico expresan la dirección del viento.

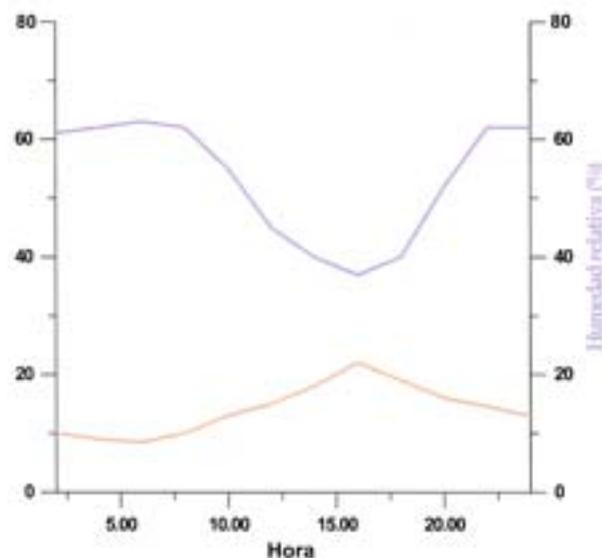


Figura 4.7
En las estaciones alejadas de fuentes de humedad, las horas de ocurrencia de los mínimos y máximos de humedad relativa son coincidentes con las horas de ocurrencia de las máximos y mínimos de temperatura, respectivamente. Esta situación puede verse alterada por fenómenos de mayor escala que alteren los ciclos diarios típicos.



Figura 4.8 a
Fluctuaciones diarias de la temperatura (°C) y humedad relativa (%), típicas de estaciones alejadas de fuentes de humedad.

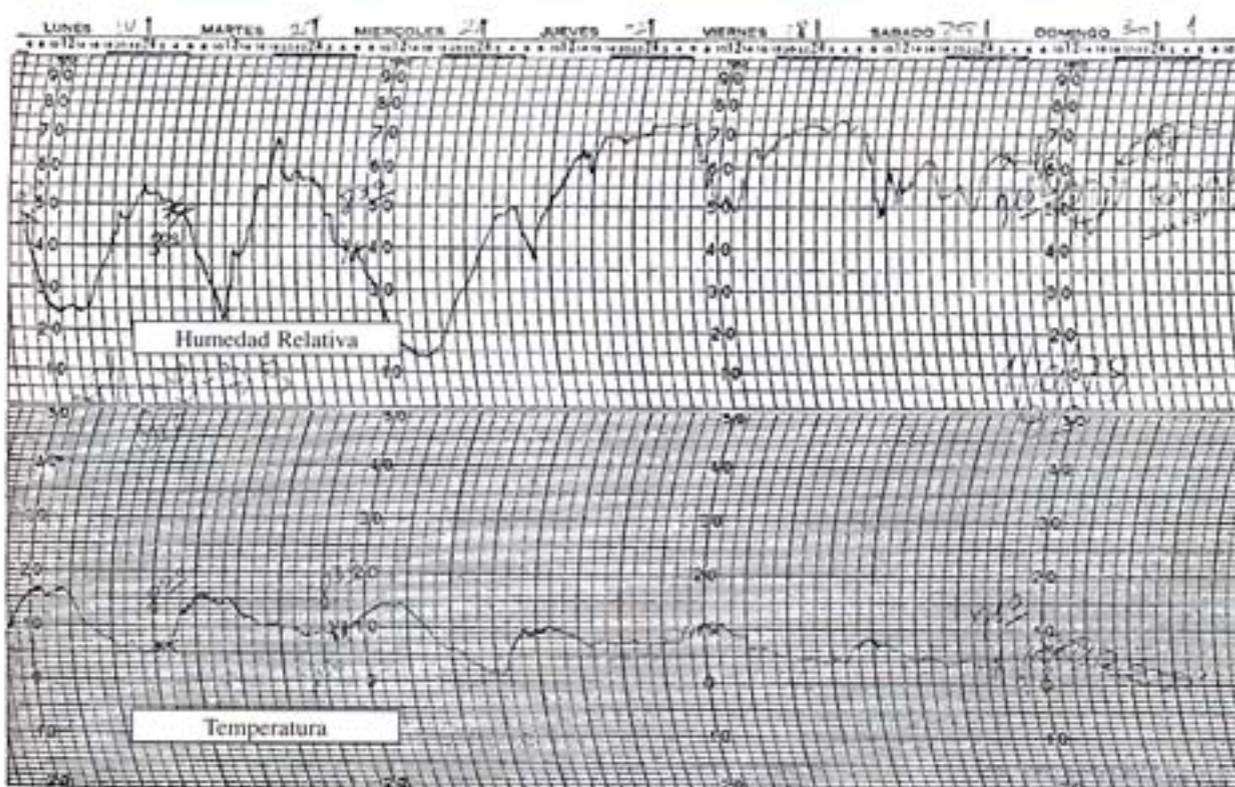


Figura 4.8 b
Fluctuaciones diarias de la temperatura (°C) y humedad relativa (%), típicas de estaciones próximas a fuentes de humedad.

no aumenta tanto y la humedad relativa disminuye menos. Durante la noche, las nubes retienen parte de la radiación emitida por la superficie y por la atmósfera, por lo cual la temperatura disminuye menos y el aumento de la humedad relativa es menor.

4.2.3 Efectos de las variaciones en la humedad relativa sobre el comportamiento del fuego

Los efectos que las variaciones en la humedad relativa producen sobre el comportamiento del fuego, pueden resumirse en los siguientes puntos:

- *Con el descenso de la humedad relativa, aumenta la capacidad del aire de absorber humedad y se ve favorecido el secado de los combustibles.*
- *Cuando los combustibles están más secos, es mayor la probabilidad de ignición y, por lo tanto, la probabilidad de ocurrencia de focos secundarios.*
- *Con la disminución de humedad de los combustibles aumenta la velocidad de propagación¹, la cantidad de calor liberado por unidad de área², la intensidad de línea³, la longitud de llama⁴, y la intensidad de reacción⁵ (Tabla 4.1).*
- *La mayor intensidad del fuego favorece su comportamiento errático.*

4.3 Otros parámetros que permiten estimar el contenido de humedad del aire

4.3.1 Humedad absoluta

La humedad absoluta representa la densidad de vapor de agua presente en una parcela de aire, tal que,

$$\text{Humedad absoluta} = \frac{\text{masa de vapor de agua}}{\text{volumen de aire}}$$

y es normalmente expresada en gramos de vapor de agua por metro cúbico. La humedad absoluta se

(1) *Velocidad de propagación: velocidad de desplazamiento del frente de llamas.*

(2) *Calor liberado por unidad de área: cantidad de calor liberado por unidad de superficie, durante el tiempo de residencia del frente de llamas.*

(3) *Intensidad de línea: cantidad de calor liberado por el frente de fuego por unidad de longitud.*

(4) *Longitud de llama: longitud de la llama desde su extremo superior hasta la mitad de su base en contacto con la superficie.*

(5) *Intensidad de reacción: cantidad de calor liberada por unidad de superficie y por unidad de tiempo dentro del frente de llamas.*

Contenido de humedad de los combustibles de 1-hr	Velocidad de desplazamiento	Calor por unidad de área	Intensidad de línea	Longitud de flama	Intensidad de reacción
(%)	m/min	KJ/m ²	KW/m	m	KW/m ²
12	0	0	0	0,0	0
10	22	670	243	1,0	102
8	42	952	666	1,5	145
6	49	1029	834	1,7	156
4	55	1089	1004	1,9	165
2	72	1317	1588	2,3	200

Tabla 4.1

Valores obtenidos con el programa BEHAVE de pronóstico de comportamiento del fuego (Burgan y Rothermel 1984). Los cálculos fueron efectuados para combustibles donde la propagación del fuego está gobernada por la vegetación herbácea, seca o casi seca, con escasa presencia de árboles o arbustos (modelo de combustibles N°1, de acuerdo con la clasificación de Anderson (1982)). Estos resultados fueron obtenidos bajo las suposiciones de velocidad de viento de 10 km/hr y superficie sin pendiente.

modifica como consecuencia de cambios en la masa de vapor de agua presente en un volumen de aire, o como consecuencia de la modificación del volumen en sí mismo.

Si analizamos las modificaciones diarias de la humedad absoluta en una fina capa de aire próxima a la superficie, vamos a ver que las mismas siguen un patrón diario "típico", de la misma forma que lo hacen la temperatura y la humedad relativa. La marcha diaria de la humedad absoluta, al igual que en el caso de otras variables, puede verse alterada por fenómenos de mayor escala que la local.

Durante los días despejados, la atmósfera generalmente recibe humedad resultante de los procesos de evaporación que ocurren en la superficie debido al calentamiento radiativo. Por lo tanto, el aire próximo a la superficie tiene una mayor masa de vapor por unidad de volumen que el que se encuentra más alejado de la misma. Como consecuencia de esto, la humedad absoluta registrada a la altura del abrigo meteorológico es menor que la registrada más cerca del suelo.

Durante la noche, el vapor de agua presente en el aire en contacto con superficies más frías, como la superficie del suelo o de la vegetación, se condensa formando *rocío*. Si, una vez formado el rocío, la temperatura sigue descendiendo más allá de los 0 °C, el rocío se congela. También puede suceder que, al disminuir la temperatura por debajo de los 0 °C, el vapor de agua se sublima dando lugar a la formación de la llamada *escarcha* o *helada blanca*. De esta forma disminuye el contenido de humedad del aire próximo al suelo, y la humedad absoluta es entonces mayor a la altura del abrigo meteorológico que cerca del suelo.

Cuando la temperatura desciende por debajo de los 0 °C sin que se forme helada o escarcha, se produce lo que se denomina *helada negra* o *seca*. En estos casos la vegetación sufre un congelamiento interno y adopta un aspecto negruzco.

Td (°C)	Depresión del bulbo húmedo (Td-Tw)																					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
-20	28																					
-18	40																					
-16	48	0																				
-14	55	11																				
-12	61	23																				
-10	66	33	0																			
-8	71	41	13																			
-6	73	48	20	0																		
-4	77	54	32	11																		
-2	79	58	37	20	1																	
0	81	63	45	28	11																	
2	83	67	51	36	20	6																
4	85	70	56	42	27	14																
6	86	72	59	46	35	22	10	0														
8	87	74	62	51	39	28	17	6														
10	88	76	65	54	43	33	24	13	4													
12	88	78	67	57	48	38	28	19	10	2												
14	89	79	69	60	50	41	33	25	16	8	1											
16	90	80	71	62	54	45	37	29	21	14	7	1										
18	91	81	72	64	56	48	40	33	26	19	12	6	0									
20	91	82	74	66	58	51	44	36	30	23	17	11	5	0								
22	92	83	75	68	60	53	46	40	33	27	21	15	10	4	0							
24	92	84	76	69	62	55	49	42	36	30	25	20	14	9	4	0						
26	92	85	77	70	64	57	51	45	39	34	28	23	18	13	9	5						
28	93	86	78	71	65	59	53	47	42	36	31	26	21	17	12	8	4					
30	93	86	79	72	66	61	55	49	44	39	34	29	25	20	16	12	8	4				
32	93	86	80	73	68	62	56	55	46	41	36	32	27	22	19	14	11	8	4			
34	93	86	81	74	69	63	58	52	48	43	38	34	30	26	22	18	14	11	8	5		
36	94	87	81	75	69	64	59	54	50	44	40	36	32	28	24	21	17	13	10	7	4	
38	94	87	82	76	70	66	60	55	51	46	42	38	34	30	26	23	20	16	13	10	7	5
40	94	89	82	76	71	67	61	57	52	48	44	40	36	33	29	25	22	19	16	13	10	7

Tabla 4.2 a.
Humedad relativa en porcentajes (Calculada para 1000 hPa de presión atmosférica)

Td (°C)	es (hPa)	Depresión del bulbo húmedo (Td-Tw)																					
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
-20	1.2540	-33																					
-18	1.4877	-28																					
-16	1.7597	-24																					
-14	2.0755	-21	-36																				
-12	2.4409	-18	-28																				
-10	2.8627	-14	-22																				
-8	3.3484	-12	-18	-29																			
-6	3.9061	-10	-14	-22																			
-4	4.5451	-7	-7	-17	-29																		
-2	5.2753	-5	-8	-13	-20																		
0	6.1078	-3	-6	-9	-15	-24																	
2	7.0547	-1	-3	-6	-11	-17																	
4	8.1294	1	-1	-4	-7	-11	-19																
6	9.3465	4	1	-1	-4	-7	-13	-21															
8	10.722	6	3	1	-2	-5	-9	-14															
10	12.272	8	6	4	1	-2	-5	-9	-14	-28													
12	14.017	10	8	6	4	1	-2	-5	-9	-16													
14	15.977	12	11	9	6	4	1	-2	-5	-10	-17												
16	18.173	14	13	11	9	7	4	1	-1	-6	-10	-17											
18	20.630	16	15	13	11	9	7	4	2	-2	-5	-10	-19										
20	23.373	19	17	15	14	12	10	7	4	2	-2	-5	-10	-19									
22	26.430	21	19	17	16	14	12	10	8	5	3	-1	-5	-10	-19								
24	29.831	23	21	20	18	16	14	12	10	8	6	2	-1	-5	-10	-18							
26	33.608	25	23	22	20	18	17	15	13	11	9	6	3	0	-4	-9	-18						
28	37.796	27	25	24	22	21	19	17	16	14	11	9	7	4	1	-3	-9	-16					
30	42.430	29	27	26	24	23	21	19	18	16	14	12	10	8	5	1	-2	-8	-15				
32	47.551	31	29	28	27	25	24	22	21	19	17	15	13	11	8	5	2	-2	7	-14			
34	53.200	33	31	30	29	27	26	24	23	21	20	18	16	14	12	9	6	3	-1	-5	-12	-29	
36	59.422	35	33	32	31	29	28	27	25	24	22	20	19	17	15	13	10	7	4	0	-4	-10	
38	66.264	37	35	34	33	32	30	29	28	26	25	23	21	19	17	15	13	11	8	5	1	-3	-9
40	73.777	39	37	36	35	34	32	31	30	28	27	25	24	22	20	18	16	14	12	9	6	2	-2

Tabla 4.2 b.
Temperatura de rocío (Calculada para 1000 hPa de presión atmosférica)

4.3.2 Punto de rocío

Tal como se explicó en el punto anterior, si enfriamos un volumen de aire sin modificar su contenido de vapor, su humedad relativa aumenta. Si el enfriamiento continúa, en algún momento la humedad relativa llegará al 100%. Aquella temperatura para la cual se alcanza el 100% de humedad relativa (saturación del aire), se denomina *punto de rocío* o *temperatura de rocío*. Cuando la temperatura a la cual se alcanza la saturación es menor a los 0 °C, se la denomina *punto de hielo*.

El conocimiento del punto de rocío o de hielo es de gran utilidad para estimar la probabilidad de formación de rocío, nieblas o escarcha. La ocurrencia de estos fenómenos es especialmente significativa en aquellas regiones donde la precipitación es escasa, ya que actúan como fuentes de humedad para la vegetación.

4.4 Medición de la humedad del aire

El instrumento más frecuentemente usado para medir la humedad atmosférica en las proximidades de la superficie es el psicrómetro. El psicrómetro está constituido por dos termómetros de mercurio, el termómetro de bulbo seco y el termómetro de bulbo húmedo, colocados uno al lado del otro. El depósito de mercurio del termómetro de bulbo húmedo, está envuelto en una muselina que tiene que mantenerse húmeda. El enfriamiento producido por la evaporación del agua de la muselina, causa la disminución de la temperatura registrada por el termómetro de bulbo húmedo. La diferencia de temperatura entre ambos termómetros es mayor cuanto mayor es la cantidad de agua evaporada. La cantidad de agua que se evapora, depende del contenido de vapor de agua por parte del aire.

Con las temperaturas registradas por ambos termómetros, y haciendo uso de las tablas psicrométricas correspondientes, puede calcularse la humedad absoluta, la humedad relativa y el punto de rocío. Las tablas 4.2 (a y b) son utilizadas para obtener la humedad relativa y el punto de rocío, respectivamente. Para ingresar a estas tablas es necesario conocer la temperatura del bulbo seco y la "depresión del bulbo húmedo" (diferencia entre la temperatura del bulbo húmedo y del bulbo seco). Otras tablas permiten el cálculo ingresando directamente las temperaturas de bulbo seco y húmedo respectivamente. Dado que las variaciones de la presión con la altura afectan significativamente a estos parámetros, las tablas psicrométricas se construyen para distintos rangos de presión.

Los *kits* meteorológicos utilizados para hacer observaciones a campo, contienen un psicrómetro cuya utilización debe hacerse de la siguiente forma:

- a) Buscar un lugar sombreado (estando en campo abierto, hay que pararse de espaldas al sol y proteger a los termómetros con la sombra del cuerpo), donde no haya objetos que puedan entorpecer los movimientos necesarios para la ventilación de los termómetros.

- b) Ubicarse de frente al viento para proteger a los termómetros del calor del cuerpo.
- c) Saturar la muselina con agua destilada limpia.
- d) Ventilar los termómetros haciéndolos girar durante un minuto con el brazo extendido y paralelo al suelo.
- e) Leer la temperatura del bulbo húmedo. Girar nuevamente el termómetro unas 40 o 50 veces y efectuar otra lectura. Si la temperatura es menor que la observada anteriormente, repetir la operación hasta obtener lecturas iguales.
- f) Leer la temperatura del bulbo seco inmediatamente después de haber obtenido la mínima temperatura de bulbo húmedo.
- g) Determinar la humedad relativa mediante la tabla correspondiente.

4.5 Contenido de humedad de los combustibles

La inflamabilidad de los combustibles está estrechamente relacionada con su contenido de humedad. El contenido de humedad de los combustibles, usualmente expresado en porcentajes, es una expresión de la relación entre el agua que contienen y su peso seco.

El método de *secado y pesado*, utilizado para la estimación del contenido de humedad de los combustibles, consiste en calcular la diferencia entre el peso fresco (o húmedo) y el peso seco de los mismos, dividiéndola luego por el peso seco; tal que:

$$\text{Contenido de humedad} = (P_f - P_s) / P_s * 100$$

Donde:

P_f = peso fresco P_s = peso seco

Para obtener su peso seco, los combustibles son colocados en estufa hasta lograr un peso constante (usualmente para combustibles finos, 48 hs a 70°C).

Los procesos por los cuales el agua penetra en los combustibles y es posteriormente retenida o eliminada, son sumamente complejos, están afectados por numerosos factores y son diferentes cuando se trata de combustibles vivos o de combustibles muertos.

El contenido de humedad de los combustibles varía entre aproximadamente el 30 y 300% para los combustibles vivos, y entre el 2 y 30% para el caso de los combustibles muertos (National Wildfire Coordinating Group 1993).

4.5.1 Contenido de humedad de los combustibles vivos

El contenido de humedad de los combustibles vivos es el resultado de procesos fisiológicos y fenológicos que ocurren en las plantas, regulados por la absorción de agua a través de las raíces y por las pérdidas por transpiración. La transpiración es regulada por factores atmosféricos, como son la radiación solar, la temperatura, la humedad relativa y el viento, y por la estructura interna de las hojas y apertura de los estomas. La absorción a través de las raíces está controlada por factores del suelo, como son su temperatura y tensión de humedad, y por el tamaño y distribución del sistema radical (Chandler *et al.* 1991).

Los complejos de combustibles están compuestos por diversas especies que responden en forma diferente a los cambios en el medio ambiente y hacen un aprovechamiento distinto del agua disponible en el suelo. Por este motivo, dentro de un mismo complejo de combustibles puede haber especies con distinto contenido de humedad. Asimismo, individuos de una misma especie pueden presentar distinto contenido de humedad en la misma región y época del año, por estar expuestos a condiciones ambientales diferentes (p. ej.: distinta exposición a la radiación solar o distinta cantidad de precipitación recibida).

Entre los combustibles vivos, la vegetación herbácea es uno de los principales contribuyentes a la propagación del fuego. Dentro de ellas, las anuales son más rápidamente afectadas por la sequía que las perennes, en parte debido a la escasa profundidad de sus raíces (Deeming *et al.* 1977).

En el caso de las leñosas, los más altos contenidos de humedad están en el follaje y en los brotes nuevos. Los procesos de absorción y retención de agua son diferentes si se trata de caducifolias o de perennifolias, y dependen de las estrategias de aprovechamiento de agua propias de cada especie.

El método de secado y pesado resulta poco práctico para estimaciones rápidas a campo del contenido de humedad de la vegetación; un método más práctico, aunque menos exacto, es la estimación del contenido de humedad de los combustibles vivos de acuerdo con el estado vegetativo en el que se encuentran (Tabla 4.3). Estas estimaciones tienen que hacerse con cuidado dado que, en una misma época y región, una misma especie puede encontrarse en estados vegetativos diferentes debido a las condiciones ambientales a las que está expuesta.

4.5.2 Contenido de humedad de los combustibles muertos

El contenido de humedad de los combustibles muertos, a diferencia del caso de los combustibles vivos, está exclusivamente controlado por las variables meteorológicas, como la radiación, la temperatura, la humedad relativa y la precipitación (Bradshaw *et al.* 1983).

Los combustibles están constantemente intercambiando humedad con su entorno; cuando el

contenido de humedad del aire es alto o cuando se produce precipitación ganan humedad, mientras que, durante los períodos de baja humedad o sin precipitación, entregan humedad a la atmósfera. Las células de la vegetación muerta son higroscópicas, por lo que tienen la capacidad de absorber vapor de agua de la atmósfera aún cuando la presión de vapor de la misma esté por debajo de la presión de vapor de saturación. En ausencia de precipitación este intercambio depende de la diferencia entre la presión de vapor de la superficie expuesta y la presión de vapor del aire. Factores como el viento, la temperatura y el tamaño y compactación de los combustibles, entre otros, afectan al intercambio de humedad entre los combustibles y su entorno.

Estado de desarrollo vegetativo	Contenido de agua (%)
Follaje tierno, plantas anuales en el comienzo de su ciclo de crecimiento.	300
Follaje madurando, todavía en desarrollo, con turgencia plena.	200
Follaje maduro. Crecimiento completo del follaje nuevo, comparable al follaje perenne antiguo.	100
Entrando en el reposo vegetativo, comienzo del cambio de coloración, algunas hojas pueden haber caído del tallo.	50
Completamente seco.	Menor al 30, considerado como combustible muerto

Tabla 4.3

Estimación del contenido de humedad de los combustibles vivos en función de su estado vegetativo. Basado en Rothermel (1983).

Si el contenido de humedad de la atmósfera se mantuviera constante durante un cierto período, llegaría un momento en que la presión de vapor de los combustibles y la presión de vapor del aire se equilibrarían, cesando el intercambio de humedad. En este punto, diríamos que se alcanzó el *contenido de humedad de equilibrio*.

Cuando se produce un cambio en el contenido de humedad del aire que rodea a los combustibles, estos responden con cambios en su propio contenido de humedad. La pérdida o ganancia de humedad no se produce a velocidad constante, sino que es más rápida al principio, haciéndose más lenta a medida que los combustibles se acercan a la situación de equilibrio. Se define como *tiempo de retardo* al tiempo necesario para que un elemento vegetal de combustible (ramita, tronco, agujilla,...) gane o pierda aproximadamente las dos terceras partes de la diferencia entre su contenido de humedad inicial y su contenido de humedad de equilibrio con el medio que lo rodea.

El tiempo de retardo es mayor a medida que aumenta el tamaño de los combustibles. Los combustibles de menor tamaño, tienen una mayor superficie expuesta al medio ambiente en relación con su volumen (mayor relación área/volumen) que aquellos de mayor tamaño, por lo que responden más rápidamente a los cambios que se producen en el mismo.

A los efectos de estimar el peligro de incendios, los combustibles se clasifican en clases

diamétricas de acuerdo con su tiempo de retardo (Anderson 1982):

Clase	Tiempo de retardo (horas)	Diámetro (cm)
1 hora	0 - 2	0 - 0,6
10 horas	2 - 20	0,6 - 2,5
100 horas	20 - 200	2,5 - 7,5
1000 horas	200 - 1000	7,5 - 20

En la práctica, cuando el contenido de humedad de la vegetación viva disminuye por debajo del 30%, se la considera como combustible muerto y se la clasifica de acuerdo con la clasificación por clases diamétricas. Las herbáceas, por ejemplo, son consideradas combustibles de 1 hora cuando su contenido de humedad es menor al 30% (Bradshaw *et al.* 1983).

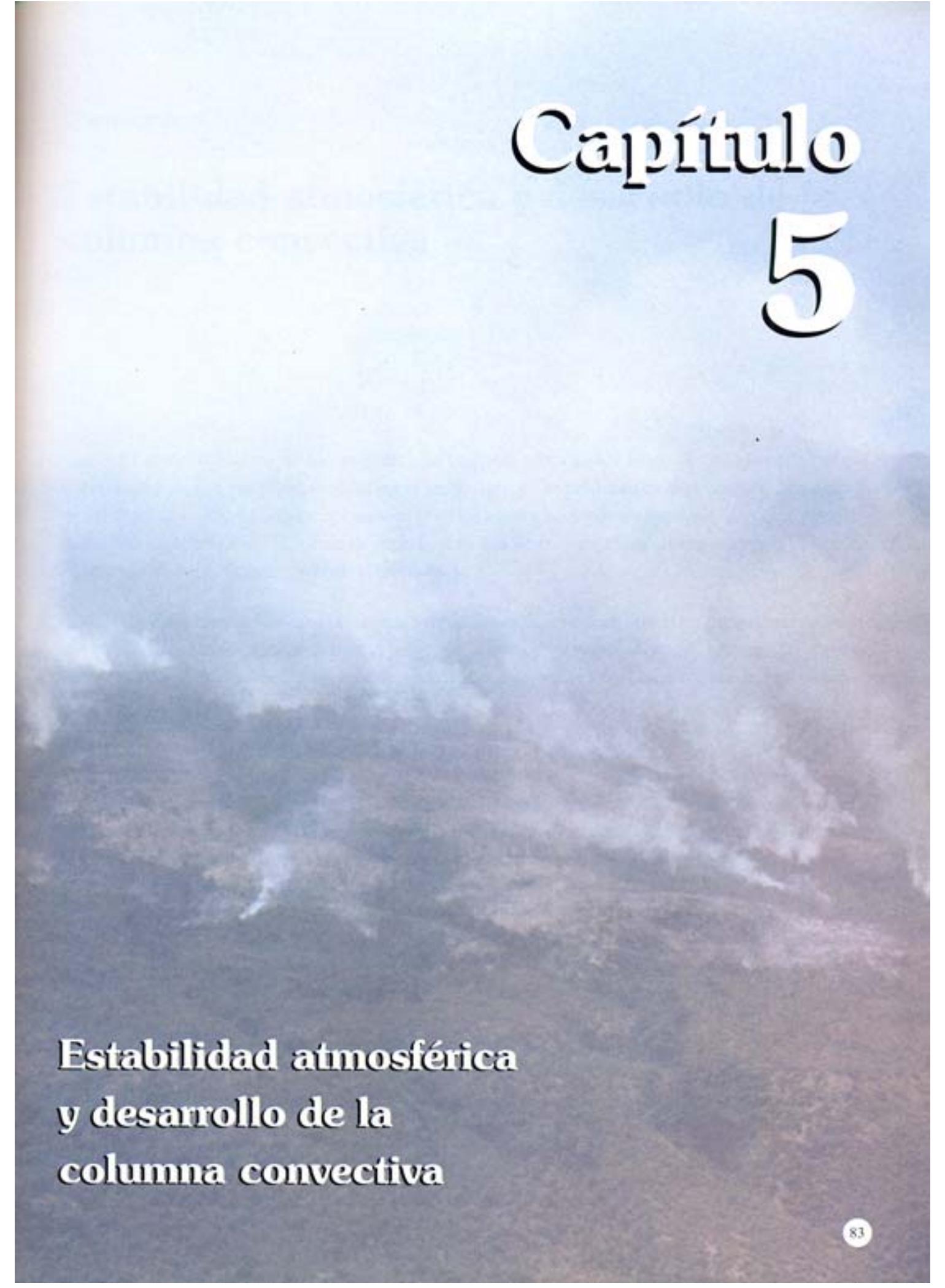
Los combustibles de 1 hora son los principales responsables de la ignición y propagación del fuego. Esta clase de combustibles está constantemente modificando su contenido de humedad en respuesta a las fluctuaciones de la humedad relativa y de otras variables meteorológicas. Conociendo la fluctuación de la humedad relativa, es posible predecir las variaciones en el contenido de humedad de los combustibles de 1 hora. Una estimación rápida (aunque poco exacta) del contenido de humedad de los combustibles de 1 hora, puede hacerse dividiendo por 5 la humedad relativa (National Wildfire Coordinating Group 1993). Los combustibles de mayor diámetro responden a estos cambios en forma más lenta.

Resumen

El contenido de humedad de los combustibles está estrechamente relacionado con el contenido de humedad de la atmósfera y es un factor crítico para el comienzo y posterior comportamiento de los incendios.

Aunque existen numerosos parámetros que permiten estimar el contenido de humedad del aire, la humedad relativa es el más frecuentemente utilizado cuando se trata de estimar el contenido de humedad de la atmósfera para evaluar el peligro de incendio. Esto se debe a que la humedad relativa del aire es un indicador de la capacidad de la atmósfera de absorber humedad y, en consecuencia, de acelerar el secado de los combustibles. Cuando los combustibles están más secos, es mayor la intensidad y velocidad de propagación del fuego y la probabilidad de ocurrencia de focos secundarios.

Los procesos por los cuales el agua penetra en los combustibles y es posteriormente retenida o eliminada, son diferentes si se trata de combustibles vivos o de combustibles muertos. El contenido de humedad de los combustible vivos es el resultado de procesos fisiológicos y fenológicos que ocurren en las plantas y que responden tanto a factores ambientales como a características intrínsecas de cada especie. El contenido de humedad de los combustibles muertos, está controlado por las variables meteorológicas, como son la radiación, la temperatura, la humedad relativa y la precipitación.

An aerial photograph of a mountain range with a valley and a river. The mountains are brown and rocky, and the valley is green with vegetation. A river flows through the valley. The sky is blue with some clouds.

Capítulo 5

**Estabilidad atmosférica
y desarrollo de la
columna convectiva**

Estabilidad atmosférica y desarrollo de la columna convectiva

El comportamiento de los incendios de bosques, arbustales y pastizales es afectado por los movimientos de aire, tanto horizontales como verticales, que se producen en la atmósfera. Los efectos de los desplazamientos horizontales del aire (viento) sobre el comportamiento del fuego son relativamente fáciles de percibir. El viento de superficie es una de las variables consideradas para el cálculo de muchos de los índices de peligro de incendio.

Los movimientos verticales de aire que se producen en la atmósfera, no son tan frecuentemente tomados en cuenta cuando se trata de evaluar el peligro presentado por los incendios. Sin embargo, los mismos tienen distintos efectos sobre el comportamiento del fuego, que vamos a analizar a lo largo de este capítulo.

5.1 Concepto de estabilidad atmosférica

Podemos definir a la *estabilidad atmosférica* como la “resistencia” de la atmósfera a permitir los movimientos verticales. Se considera que la atmósfera es *estable* cuando tiende a suprimir los movimientos verticales e *inestable* cuando los favorece.

Cuanto mayor es el grado de estabilidad atmosférica, mayor es la cantidad de energía que tiene que liberar un incendio para que la columna de convección asociada al mismo alcance un cierto grado de desarrollo vertical (Fig. 5.1). La resistencia a los movimientos ascendentes, asociada a condiciones de estabilidad, causa la acumulación de humo en las cercanías de la superficie.

Bajo condiciones de inestabilidad atmosférica, en cambio, el desarrollo de la columna de convección se ve favorecido. El mayor desarrollo de la columna de convección, genera movimientos de aire convergentes hacia la base de la misma que tienen un marcado efecto sobre la intensidad, dirección y velocidad de propagación del fuego. La turbulencia¹, asociada a situaciones de inestabilidad,

(1) Se define como turbulencia al movimiento irregular del aire. Bajo condiciones de turbulencia, el viento cambia de velocidad y dirección rápidamente, presentándose en forma de rachas alternadas con períodos de calma, siendo frecuente la formación de torbellinos.

favorece el comportamiento errático del fuego.

5.2 Procesos adiabáticos

Un proceso adiabático es aquel por el cual una *parcela de aire* (burbuja de aire imaginaria, de paredes elásticas) se expande y enfría, o se comprime y calienta, sin intercambiar calor con el medio que la rodea. El análisis de los procesos adiabáticos nos permitirá comprender cómo se determina el grado de estabilidad de la atmósfera.

Vamos a comenzar describiendo cómo se modifica la temperatura de una parcela, cuando la misma asciende o desciende dentro de la atmósfera mediante un proceso adiabático. Mientras la parcela se encuentra en la superficie, su temperatura es igual a la del aire que la rodea y está sometida a la presión atmosférica de superficie. Cuando esta parcela de aire asciende, la presión atmosférica a la que está sometida disminuye (recordemos que la presión desciende con la altura) y la parcela se expande. Como en los procesos adiabáticos no hay fuentes externas de energía, el trabajo de expansión se efectúa a expensas de la energía interna de la parcela, lo cual reduce la velocidad molecular y provoca el descenso de su temperatura. Por este motivo decimos que el aire al ascender se expande y se enfría (Fig. 5.2).



Fig. 5.1

Esta columna de convección se desarrolló verticalmente hasta encontrar una capa de la atmósfera con un grado de estabilidad tal, que la energía liberada por este incendio no pudo vencer.

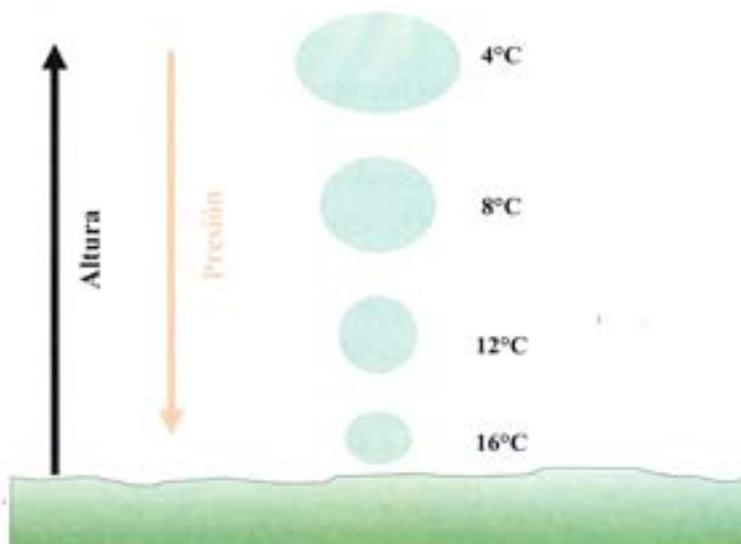


Figura 5.2

Cuando una parcela de aire asciende, se expande y enfría como consecuencia de la menor presión atmosférica a la que está sometida. Inversamente, cuando una parcela de aire desciende, se contrae y calienta como consecuencia de la mayor presión atmosférica a la que está sometida.

Al descender, la parcela de aire está sometida a presiones atmosféricas mayores y, en consecuencia, se comprime. La contracción hace que las moléculas interiores adquieran una mayor velocidad y que su temperatura aumente. Decimos entonces, que el aire al descender se contrae y calienta (ver fig. 5.2).

Al proceso por el cual una parcela asciende o desciende sin intercambiar calor con su entorno y sin que se produzca condensación o evaporación, se lo denomina *adiabático seco*. Cuando una parcela asciende o desciende mediante un proceso adiabático seco, su temperatura varía a razón de 1°C cada 100 m; a esta variación de temperatura con la altura se la denomina *gradiente² adiabático seco*.

El enfriamiento asociado al ascenso causa el aumento de la humedad relativa y, en algunos casos, el aire puede alcanzar el punto de saturación. La liberación de calor latente producida por la condensación, hace que la disminución de la temperatura con la altura sea menor que la correspondiente a un gradiente adiabático seco³. De la misma forma, si una parcela de aire conteniendo gotitas de agua desciende, el aumento de temperatura asociado al descenso produce la evaporación de las mismas. La energía utilizada para la evaporación hace que el aumento de temperatura sea menor que el correspondiente a un gradiente adiabático seco. Al proceso por el cual una parcela asciende o desciende sin intercambiar calor con su entorno, y durante el cual se produce evaporación o condensación, se lo denomina *adiabático saturado*.

La razón de variación de la temperatura con la altura (gradiente vertical de temperatura) en un proceso adiabático saturado no es constante como en el caso de un proceso adiabático seco, sino que depende de la cantidad de energía liberada o absorbida en la condensación o evaporación, respectivamente. Si la variación de la temperatura con la altura coincide con la de una partícula saturada, hablamos de *gradiente adiabático saturado*. Éste es variable, pero para rápidas estimaciones puede considerarse de 0,65 °C cada 100 m.

5.3 Estimación del grado de estabilidad atmosférica

Vamos a explicar ahora cuál es el método utilizado por los meteorólogos para decidir cuál es el grado de estabilidad de la atmósfera. Dicho método consiste en **comparar** la temperatura que tendría una parcela de aire que fuera "obligada" a ascender hasta un determinado nivel mediante un proceso adiabático, con la temperatura del aire que encontraría a su alrededor. Vamos a analizar los distintos casos que pueden presentarse:

(2) En este caso se denomina "gradiente", a la razón de la variación de la temperatura con la altura.

(3) Si las gotitas de agua o cristales de hielo resultantes de la condensación salen de la parcela de aire, el proceso se denomina *pseudoadiabático*.

a) Supongamos que efectuamos un radiosondeo y obtenemos los valores que se muestran en la figura 5.3. De acuerdo con estas mediciones, la temperatura de una parcela de aire ubicada en la superficie es de $30\text{ }^{\circ}\text{C}$ y la de una parcela ubicada a 1000 m es de $27\text{ }^{\circ}\text{C}$. En este caso, el gradiente es de $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ cada 100 m . Si una parcela de aire que se encuentra inicialmente en superficie, es forzada a ascender sin que se produzca condensación, su temperatura disminuirá $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ cada 100 m . Al llegar a los 1000 m , la temperatura de la parcela será de $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ mientras que la del aire que la rodea será de $27\text{ }^{\circ}\text{C}$ (ver fig. 5.3). En este ejemplo, la temperatura de una parcela que asciende mediante un proceso adiabático seco, será menor que la del aire que la rodea en cualquier nivel de la capa estudiada.

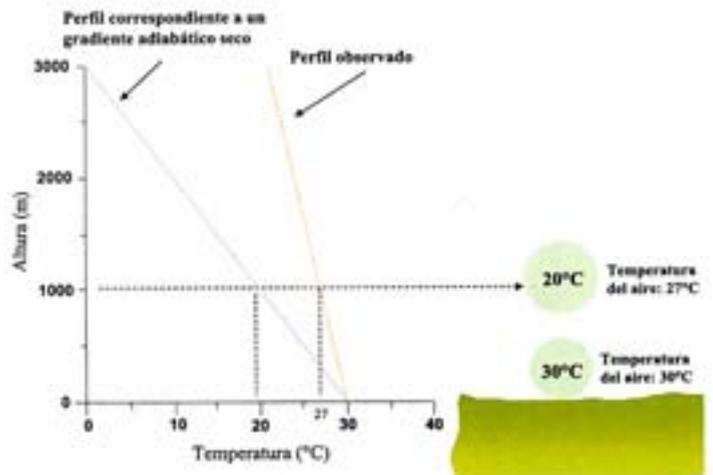


Figura 5.3

Cuando la temperatura del aire varía con la altura tal como se muestra en esta figura (perfil observado), una parcela que asciende mediante un proceso adiabático seco, llegará a cualquier nivel de la capa analizada más fría que el aire que la rodea.

Si en el ascenso el aire alcanza el punto de saturación, la temperatura de la parcela variará a razón de $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}$ cada 100 m aproximadamente; también en este caso la temperatura de la parcela será menor que la del aire que la rodea. A la altura de 1000 m la temperatura de la parcela será de $24\text{ }^{\circ}\text{C}$, mientras que a su alrededor el aire estará a $27\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Fig. 5.4).

En ambos casos, el aire ascendente se encuentra más frío (y por lo tanto más denso) que el aire a su alrededor. Una vez que deja de tener efecto la fuerza que impulsó el ascenso, el aire tiende a descender y volver a su nivel original. En situaciones como esta, decimos que la atmósfera está *absolutamente estable*.

b) Supongamos ahora que los resultados del radiosondeo muestran una disminución de la temperatura con la altura de $1,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ cada 100 m . (Fig. 5.5). En este caso, si la parcela asciende mediante un proceso adiabático seco, llegará a los 1000 m , con una temperatura de $20\text{ }^{\circ}\text{C}$, mientras que el aire a su alrededor se encontrará a $18\text{ }^{\circ}\text{C}$. En cualquier nivel

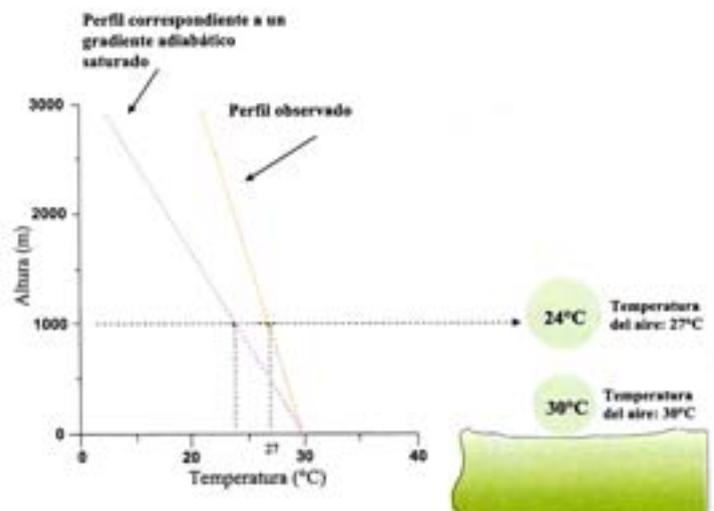


Figura 5.4

Cuando la temperatura del aire varía con la altura tal como se muestra en esta figura (perfil observado), una parcela que asciende mediante un proceso adiabático saturado llegará a cualquier nivel de la capa analizada más fría que el aire que la rodea.

de la capa analizada, la temperatura de la parcela ascendente será mayor que la del aire que la rodea.

Si en el ascenso se alcanza la temperatura de saturación, la parcela variará su temperatura de acuerdo con un gradiente adiabático saturado, y también en este caso llegará a cualquier nivel más caliente que su entorno (Fig. 5.6).

El aire de la parcela, más caliente (y por lo tanto menos denso) que el aire que lo rodea, tenderá a seguir ascendiendo aún cuando deje de tener efecto la fuerza que generó el ascenso inicial. En situaciones como ésta, decimos que la atmósfera está *absolutamente inestable*.

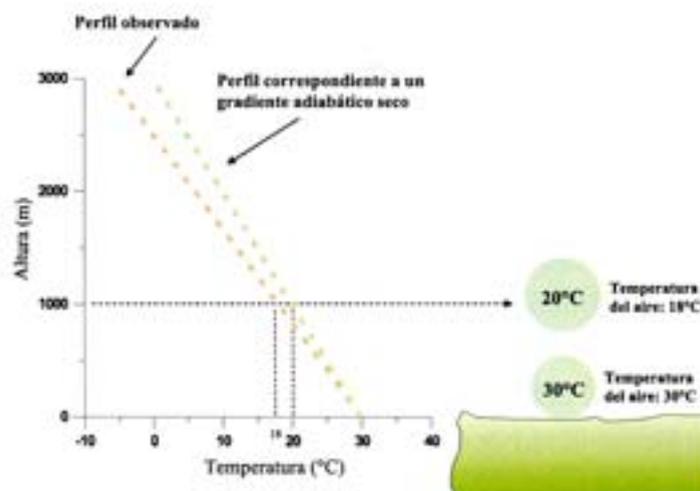


Figura 5.5
Cuando la temperatura del aire varía con la altura tal como se muestra en esta figura (perfil observado), una parcela que ascienda mediante un proceso adiabático seco llegará a cualquier nivel de la capa analizada más caliente que el aire que la rodea.

c) Vamos a suponer ahora, que los resultados de las mediciones efectuadas con el radiosonda muestran que la razón de disminución de la temperatura con la altura es de $0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ cada 100 m (Fig. 5.7). Si la parcela de aire modifica su temperatura de acuerdo con un gradiente adiabático seco, llegará a cualquier nivel más fría que el aire que la rodea y podemos decir que la atmósfera está estable. Si se alcanza el punto de saturación, la temperatura de la parcela variará de acuerdo con el gradiente adiabático saturado, y llegará a cualquier nivel más caliente que su entorno, entonces podemos decir que la atmósfera está inestable. En casos como éste, en los que la estabilidad depende de que el aire esté o no saturado, decimos que la atmósfera está *condicionalmente inestable*.

d) Cuando el perfil de temperatura observado coincide con el gradiente adiabático correspondiente, ya sea seco (cuando no se alcanza el punto de saturación) o saturado (cuando se alcanza el punto de saturación), decimos que hay estabilidad *neutral*.

Para hacer los cálculos necesarios para la determinación del grado de estabilidad de

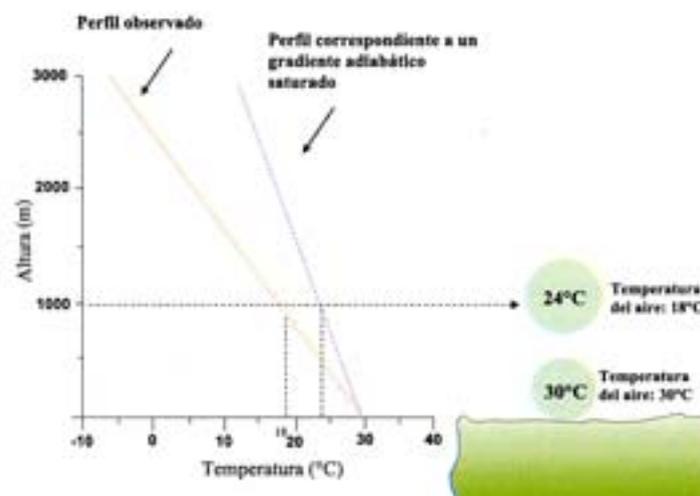


Figura 5.6
Cuando la temperatura del aire varía con la altura tal como se muestra en esta figura (perfil observado), una parcela que ascienda mediante un proceso adiabático saturado llegará a cualquier nivel de la capa analizada más caliente que el aire que la rodea.

la atmósfera, se vuelcan los valores de temperatura y humedad (podemos así saber cuándo se produce condensación) en las denominadas *cartas adiabáticas*. En nuestro país, la carta adiabática utilizada para el cálculo de la estabilidad atmosférica se denomina *emagrama*. Dichas cartas permiten comparar los perfiles de temperatura observados con los adiabáticos correspondientes, y determinar así el grado de estabilidad o inestabilidad de la atmósfera.

Las estimaciones de estabilidad atmosférica permiten saber cómo reaccionará el aire al ser obligado a ascender por una fuerza exterior. Cuando la atmósfera está *estable*, el aire forzado a ascender vuelve a su posición original en cuanto la fuerza exterior deja de actuar. En el caso de *inestabilidad*, la parcela se acelera en la dirección en la que su movimiento fue forzado. En una atmósfera *neutral*, la parcela permanece en la nueva posición a la que llegó.

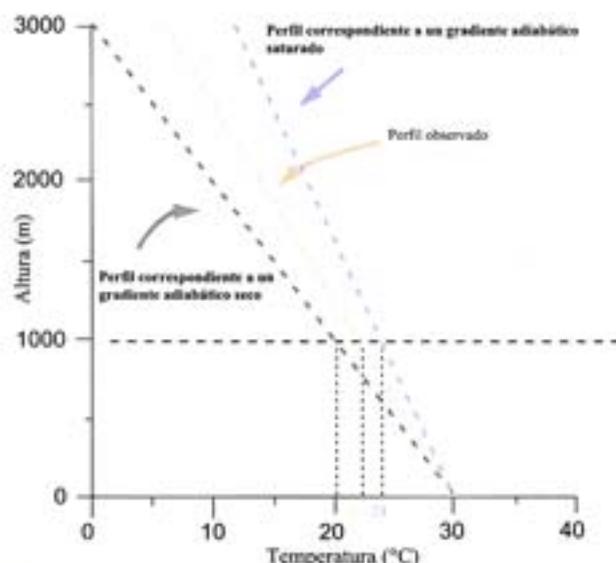


Figura 5.7
En este caso la estabilidad es condicional, ya que depende del proceso mediante el cual una parcela que asciende modifica su temperatura.

5.3.1 Variación de la estabilidad con la altura

En el punto anterior, se mostraron ejemplos de perfiles de temperatura para capas de un espesor determinado. En cada uno de los casos las condiciones de estabilidad no se modificaban dentro de la capa estudiada, dado que el gradiente de temperatura se mantenía constante. Sin embargo, los sondeos muestran frecuentemente, que el gradiente vertical de temperatura varía para distintas capas de la atmósfera. Por lo tanto dependiendo de cuál sea la capa que analicemos, van a ser diferentes las condiciones de estabilidad que vamos a encontrar.

Si analizamos la figura 5.8, vemos que la capa comprendida entre los 0 y 1500 m es absolutamente inestable, la capa comprendida entre los 1500 y 3000 m es condicionalmente

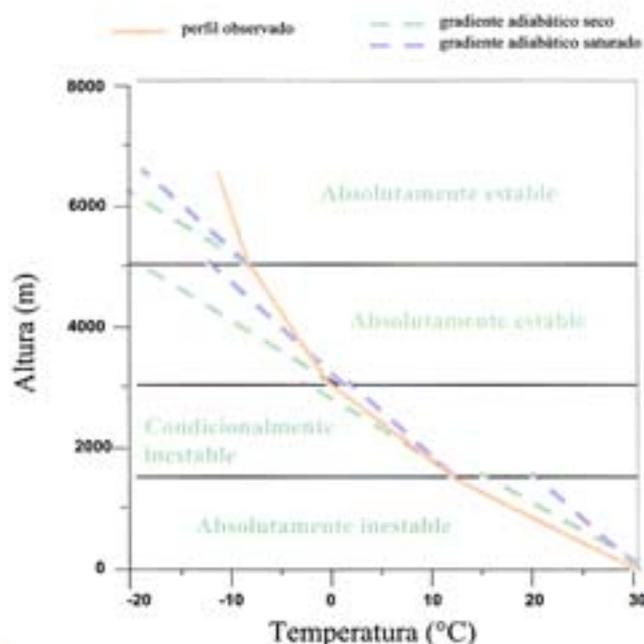


Figura 5.8
El grado de estabilidad atmosférica varía en las distintas capas de la atmósfera.

inestable, y por encima de los 5000 m la atmósfera está absolutamente estable.

5.4 Factores que favorecen a la estabilidad atmosférica

Si comparamos las variaciones de temperatura con la altura mostradas en los ejemplos del punto 5.3, vemos que en los casos de estabilidad atmosférica la variación de la temperatura con la altura es menor que en los casos de inestabilidad. Es decir, cuanto más pequeña es la diferencia entre la temperatura del límite superior y la temperatura del límite inferior de la capa analizada, mayor es el grado de estabilidad.

Tanto el aumento la temperatura en la parte superior de una capa de aire, como la disminución de la temperatura en su parte inferior, causan una mayor estabilidad dentro de la misma. Estas condiciones se ven favorecidas por las siguientes situaciones:

- Advección de aire caliente en los niveles superiores, mientras la temperatura en las proximidades de la superficie se mantiene constante.
- Advección de aire frío en los niveles más bajos.
- Advección de aire sobre una superficie fría, de modo que el enfriamiento de la capa de aire comienza desde abajo por contacto con el suelo.
- Enfriamiento radiativo de la superficie.
- Subsistencia.

5.4.1 Subsistencia

Se llama *subsistencia* al descenso de una masa de aire. Si suponemos que el proceso de descenso es adiabático, la temperatura del aire aumentará a razón de $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ o de $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, según se trate de un proceso adiabático seco o saturado, respectivamente.

Supongamos que inicialmente la masa de aire tenía un espesor A-B (Fig. 5.9), al descender la mayor presión atmosférica produce

Inversiones térmicas y estabilidad

Como se explicó en el capítulo 3, el mayor enfriamiento de la superficie respecto del aire a mayor altura, puede conducir a la formación de inversiones térmicas; las inversiones térmicas son condiciones de extrema estabilidad. La tendencia de la atmósfera a suprimir los movimientos de ascenso bajo condiciones de estabilidad, es lo que provoca la acumulación de humo cuando los incendios se desarrollan en presencia de inversiones. La imposibilidad del aire de ascender, hace que la inversión actúe como una "tapa", impidiendo la oxigenación y, por lo tanto, haciendo que el fuego se mantenga poco activo.

la compresión del aire, de manera tal que después de descender una cierta altura la capa de aire tendrá un espesor $A'-B'$, menor que el anterior.

Si no se produce evaporación, la temperatura del aire dentro de la capa se modificará siguiendo un gradiente adiabático seco. El aire que en el límite superior de la capa (A) se encontraba inicialmente a una temperatura T_A , llegará a la nueva posición (A') con temperatura $T_{A'}$, y el aire del límite inferior de la capa analizada (B) que se encontraba inicialmente a una temperatura T_B , llegará a su nueva posición (B') con una temperatura $T_{B'}$. Si bien en los dos casos las temperaturas se modifican a razón de 1°C cada 100 m, por efecto de la compresión (disminución en el espesor), la parte superior de la capa desciende más que la inferior, calentándose más que la parte inferior. El mayor calentamiento relativo del aire en la parte superior de la capa, produce la estabilización de la misma.

Las diferencias de presión atmosférica en las proximidades de la superficie, causan el desplazamiento del aire desde los centros de alta hacia los de baja presión. En los centros de baja presión, el aire asciende y es reemplazado por aire proveniente de los centros de alta presión. Decimos que el aire *converge*⁴ hacia los centros de baja presión y *diverge*⁵ de los centros de alta presión. El aire divergente de los centros de alta presión es reemplazado

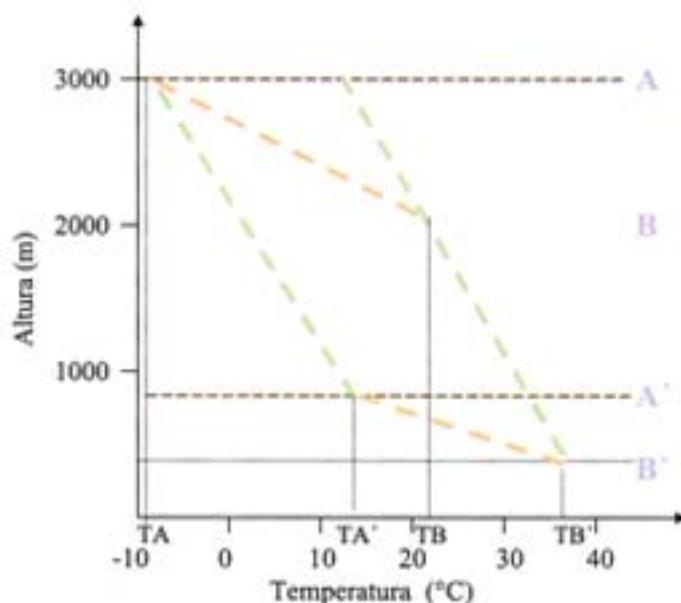


Figura 5.9

Como consecuencia del descenso, la capa de espesor $A - B$ se comprime y llega a su nueva posición con un espesor $A' - B'$ menor que el anterior. La parte superior de la capa, recorre en su descenso un espesor mayor que la parte inferior de la misma. Debido al mayor espesor recorrido en el descenso, el incremento de temperatura de la parte superior de la capa estudiada ($T_{A'} - T_A$) es mayor que el de la parte inferior de la misma ($T_{B'} - T_B$).

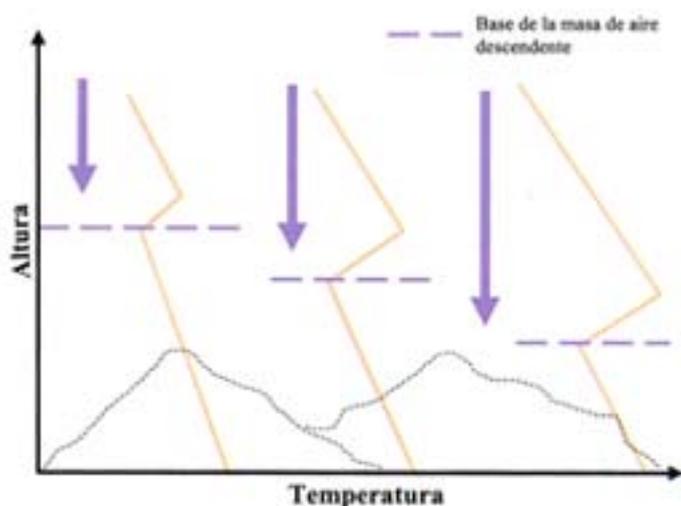


Figura 5.10

Como consecuencia del descenso, la temperatura del aire aumenta dando origen a las denominadas inversiones de subsidencia. A medida que el descenso continúa, la inversión alcanza niveles inferiores y el aire caliente y seco se aproxima más a la superficie.

(4) Decimos que el aire converge a una región, cuando se desplaza horizontalmente para ocupar el vacío dejado por el aire ascendente.

(5) Decimos que el aire diverge de una determinada región, cuando se desplaza desde la misma en dirección a otras regiones próximas.

por aire que desciende de niveles superiores. Se denomina *subsistencia* al descenso de aire asociado a áreas afectadas por sistemas de alta presión. Cuando por algún motivo se produce el ascenso de aire en la atmósfera, el vacío generado es ocupado por el aire próximo, el que a su vez es provisto por el descenso de aire ubicado a mayor altura.

Los centros de alta presión pueden afectar varios miles de metros, llegando a veces hasta la tropopausa. Dentro de estos centros de alta presión, el descenso de aire comienza en la troposfera alta, compensando los grandes movimientos ascendentes que se producen en centros de baja presión próximos.

A medida que el aire desciende, su temperatura aumenta, de manera tal que puede estar más caliente que el aire próximo a la superficie; se generan entonces las denominadas *inversiones de subsistencia* (Fig. 5.10), ya mencionadas en el capítulo 3. Como explicamos anteriormente, las capas de aire afectadas por inversiones térmicas son extremadamente estables.

Si durante el descenso el aire no recibe humedad de fuentes externas, no solamente aumenta su temperatura sino que también disminuye su humedad relativa. La base de la capa de aire descendente está marcada por la base de la inversión y dentro de la inversión se observa un marcado descenso de la humedad.

El descenso de la masa de aire se detecta comparando los perfiles de temperatura de sucesivos sondeos, y analizando el descenso de la inversión de temperatura. En algunos casos el aire subsidente alcanza la superficie, y en este caso lo hace extremadamente seco y caliente.

5.5 Factores que favorecen a la inestabilidad atmosférica

La inestabilidad atmosférica aumenta a medida que la disminución de la temperatura con la altura se hace más marcada. Esto puede producirse por enfriamiento de la parte superior o por calentamiento de la parte inferior de una capa de aire. Vamos a dar algunos ejemplos de situaciones que favorecerían estas condiciones:

- Calentamiento de la superficie por radiación solar.
- Advección de aire cálido en la parte más baja de la capa analizada.
- Advección de aire frío sobre una superficie más caliente.

La formación de torbellinos está asociada al fuerte calentamiento de la superficie causado, por ejemplo, por la radiación solar o por la presencia del fuego. Es común observar torbellinos que levantan polvo, cenizas y, en algunos casos, pavesas⁶, después del paso del fuego. El enfriamiento nocturno

(6) Se denomina "pavesas" a pequeños trozos de material en combustión.

del aire, especialmente en las noches calmas y despejadas, genera fuertes gradientes de temperatura entre la superficie calentada por el fuego y el aire por encima de la misma, dando lugar a la formación de torbellinos. Si los torbellinos afectan a las llamas en su movimiento, se denominan *torbellinos de fuego*.

5.5.1 Inestabilización por ascenso

En la figura 5.11, se muestra una capa A - B absolutamente estable. Si esta capa de aire asciende, se dilata por efecto de la disminución de la presión del aire. En su nueva posición después del ascenso, el espesor de la capa será A' - B'. A medida que el aire asciende, su temperatura se modifica siguiendo un gradiente adiabático. Por efecto de la dilatación de la capa, la parte superior de la misma asciende más que la parte inferior y, como consecuencia de esto, la disminución de temperatura entre A y A' es mayor que entre B y B'. De esta forma el enfriamiento es mayor en la parte superior que en la parte inferior de la capa analizada, aumentando su inestabilidad. Así como el descenso de una masa de aire favorece la mayor estabilidad dentro de la misma, el ascenso favorece su inestabilización.

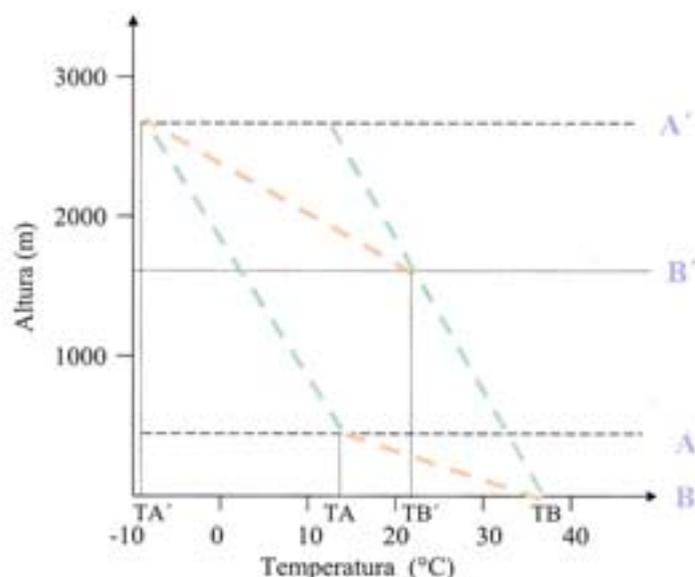


Figura 5.11
 Como consecuencia del ascenso, la capa de espesor A - B se expande y llega a su nueva posición con un espesor A' - B' mayor que el anterior. La parte superior de la capa, recorre en su ascenso un espesor mayor que la parte inferior de la misma. Debido al mayor espesor recorrido en el ascenso, la disminución de temperatura de la parte superior de la capa estudiada (TA - TA') es mayor que el de la parte inferior de la misma (TB - TB').

5.6 Procesos de ascenso

Vamos a analizar ahora diversos mecanismos que pueden provocar el ascenso de las parcelas de aire. Durante el día, el calentamiento de la superficie inestabiliza las capas bajas de la atmósfera. Como se explicó en el capítulo 3, el aire próximo a la superficie asciende y se mezcla con el aire a mayor altura mediante procesos convectivos. Si en el ascenso el aire alcanza el nivel de condensación (altura en la que la temperatura alcanzada por la parcela, coincide con la temperatura de rocío), se pueden formar nubes cumuliformes. El desarrollo vertical que alcanzan estas nubes depende de las condiciones de estabilidad por encima del nivel de condensación (Fig. 5.12). Cuando este tipo de nubes logra un gran desarrollo vertical, se pueden producir tormentas eléctricas y chaparrones. El calor producido por el fuego favorece la inestabilidad del aire próximo a la superficie y, por lo tanto, la convección; la columna de convección puede alcanzar el nivel de condensación, dando origen a la formación de nubes cumuliformes. En

algunos casos se han registrado precipitaciones producidas por las nubes generadas por los incendios (Schroeder y Buck 1970).

La presencia de cadenas montañosas produce el denominado *ascenso orográfico* de masas de aire. Cuando la masa de aire desciende a barlovento, se produce el fenómeno de *subsistencia orográfica*, al cual en muchos casos se asocian vientos del tipo foehn de los cuales hablaremos en el capítulo 8.

Cuando se encuentran masas de aire con distintas temperaturas en las denominadas *regiones frontales*, el aire más cálido asciende sobre el aire más frío. A este ascenso se lo denomina *ascenso frontal*. Lo mismo que en el caso del ascenso orográfico, la reacción de las masas de aire al ascenso depende de su estabilidad inicial.

La convergencia, presente en todos los procesos mencionados anteriormente, también puede ser un mecanismo de ascenso por sí mismo. Como se explicó en el punto 5.5.1, las regiones de baja presión son zonas de convergencia y ascenso. Este fenómeno se explicará más detalladamente en el capítulo 7.

5.7 Indicadores visuales

Sabemos por lo explicado anteriormente, que el cálculo de la estabilidad atmosférica requiere de información sobre los perfiles de temperatura y humedad, para lo cual es necesario efectuar radiosondeos. Los perfiles de las diferentes variables también pueden obtenerse de observaciones efectuadas por satélites, aunque no con la misma precisión que en el caso de los radiosondeos. Otra forma de obtener información sobre las variaciones de la temperatura y humedad con la altura en la zona donde ocurre un incendio es colocando sensores en los helicópteros o aviones de reconocimiento.

Debido a la escasa información disponible para la estimación cuantitativa del grado de estabilidad atmosférica, es útil poder reconocer las condiciones de estabilidad mediante la observación de

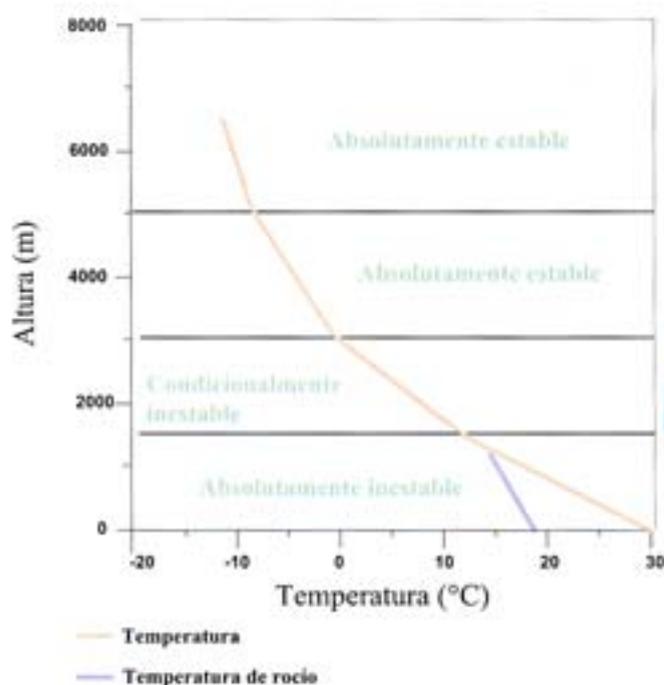


Figura 5.12

La base de la nube convectiva se origina a la altura en que la temperatura del aire alcanza el punto de rocío. El desarrollo vertical que alcanza la nube está condicionado por el grado de estabilidad atmosférica.

indicadores visuales (National Wildfire Coordinating Group 1993):

Indicadores de estabilidad	Indicadores de inestabilidad
Vientos de superficie de velocidad y dirección constantes	Vientos arrachados, variables en dirección y velocidad
Presencia de niebla	Buena visibilidad
Visibilidad reducida	Nubes cumuliformes
Nubes estratiformes ⁷	Formación de torbellinos

5.8 Efectos de la inestabilidad atmosférica sobre el comportamiento del fuego

Vamos a resumir algunos de los efectos que tiene la inestabilidad atmosférica sobre el comportamiento del fuego:

- A igual intensidad del fuego, la altura alcanzada por la columna de convección es mayor cuanto más profunda es la capa inestable de la atmósfera (Fig. 5.13).
- A mayor desarrollo de la columna convectiva, mayor es la intensidad de las corrientes de aire convergentes hacia la base de la misma y de las corrientes ascendentes en su interior. Los vientos en la base de la columna son arrachados, variables en dirección e intensidad.
- El ascenso de aire dentro de la columna de convección promueve la convergencia de aire a la base de la misma. La provisión de oxígeno provocada por el aire convergente causa el aumento de la actividad del fuego.
- Las columnas de convección de gran desarrollo vertical ayudan a la “mezcla” de aire de distintos niveles y la probabilidad de que los vientos de altura alcancen niveles próximos a la superficie aumenta. Como consecuencia de esto, los vientos de superficie pueden cambiar en forma abrupta, tanto en velocidad como en dirección (Chandler *et al.* 1991).
- Con el mayor desarrollo de la columna de convección, las pavesas son transportadas a grandes alturas, aumentando la probabilidad de ocurrencia de focos secundarios en distintas direcciones. Si en algún nivel la columna es quebrada por el viento, la dirección de éste será la determinante de la dirección preferencial de ocurrencia de nuevos focos.
- Debido al ascenso de aire caliente, aumenta la probabilidad de coronamiento⁸ y de ocurrencia de

(7) La presencia de nubes estratiformes es indicadora de estabilidad en el nivel en el cual se encuentran, pero no necesariamente a otras alturas.

(8) Llamamos “coronamiento” a la ignición intermitente de las copas de los árboles, durante el desarrollo de un fuego de superficie. Si hay la suficiente continuidad horizontal entre copas o viento que incline las llamas, el coronamiento puede dar origen a un fuego de copas.

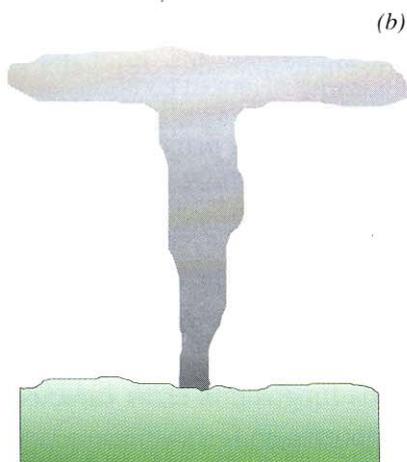
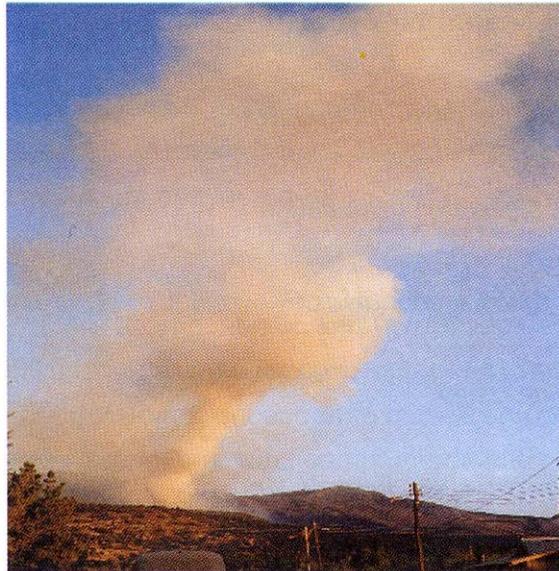
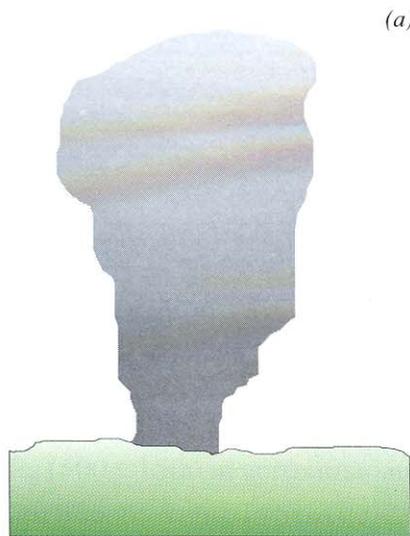


Figura 5.13

(a) La inestabilidad de la atmósfera, favorece el desarrollo de la columna de convección; (b) Una inversión térmica en altura podría inhibir el desarrollo de la columna convectiva, que tendría el aspecto que se ve en esta figura. Fotografías atención Dr. H. del Valle y Sr. R. Pedotti.

fuegos de copas⁹ (Rothermel 1991).

- Es más probable la formación de torbellinos.

5.9 Estabilidad atmosférica y comportamiento extremo del fuego

Se define como *incendios de comportamiento extremo*, a aquellos que no permiten el uso de métodos de control directo, y que presentan una o más de las siguientes características (National Wildfire

(9) Se denomina "fuegos de copas" a aquellos que se desplazan entre las copas de los árboles o partes superiores de los arbustos. El desplazamiento de estos fuegos puede estar asociado a un fuego de superficie.

Coordinating Group 1993):

- *Alta velocidad de desplazamiento.*
- *Abundantes casos de coronamiento.*
- *Numerosos focos secundarios.*
- *Torbellinos de fuego.*
- *Gran desarrollo de la columna de convección.*



Figura 5.14

Aspecto típico de la columna de humo asociada a incendios dominados por el viento. San Carlos de Bariloche, Río Negro, Argentina. Febrero de 1987.

Los incendios de comportamiento extremo pueden agruparse en dos categorías (Clark 1995):

- a) Dominados por el viento (Fig. 5.14): Si bien estos incendios presentan una muy alta velocidad de propagación y pueden presentar dificultades para el control, tienen un comportamiento relativamente fácil de predecir ya que su dirección y velocidad de propagación está principalmente condicionada por la dirección del viento en superficie.
- b) Dominados por la convección (también llamados *dominados por la pluma*) (Fig. 5.15): Estos incendios están asociados a velocidades de viento de superficie relativamente bajas, generalmente menos de aproximadamente 30 km/hr (Rothermel 1991) y a un gran desarrollo de la columna convectiva. En estos casos la predicción del comportamiento es difícil, ya que los fuegos con estas características tienen influencia sobre el medio que los rodea. Estos fuegos se comportan en forma errática y peligrosa y suele decirse que generan su propio "tiempo atmosférico".

Ahora bien, ¿qué determina si un incendio estará dominado por el viento o por la convección? Debemos pensarlo como un "juego de fuerzas". Si las fuerzas dirigidas hacia arriba, generadas por el incendio, no son suficientes para vencer la resistencia de la atmósfera al ascenso, el incendio estará dominado por el viento.

En cambio, si la intensidad del incendio es suficiente para vencer a la resistencia de la atmósfera al ascenso, el incendio estará dominado por la convección.



Figura 5.15

Aspecto típico de la columna convectiva asociada a incendios dominados por la convección. Mac Call, Idaho, USA. Junio de 1994.

Durante el transcurso de un mismo incendio, pueden presentarse alternativamente las dos situaciones.

Recordemos que la estabilidad atmosférica inhibe los movimientos de ascenso y está caracterizada por vientos de velocidad y dirección constantes. Como dijimos al comienzo de este capítulo, cuanto mayor sea el grado de estabilidad de la atmósfera, mayor tendrá que ser la intensidad del fuego para que la columna logre desarrollarse verticalmente.

En una atmósfera inestable, los movimientos ascendentes se ven favorecidos. Por lo tanto; es más probable que domine la convección. Brotak (1976) analizó las condiciones de estabilidad atmosférica asociadas a varios incendios de grandes dimensiones, encontrando que en el 92% de los casos estudiados, las variaciones de temperatura con la altura en la capa comprendida entre los 950 hPa y 850 hPa (500 y 1500 m aproximadamente) eran mayores que las correspondientes a las de un gradiente adiabático seco. Sobre la base de esta información concluyó que una diferencia de temperatura de por lo menos 11 °C entre los 950 hPa y 850 hPa, parecía estar asociada a los incendios de grandes dimensiones dominados por la convección.

En algunos casos, la transición al dominio convectivo se produce en forma **muy rápida**, a veces en cuestión de minutos, y la liberación de energía generada por el fuego se multiplica varias veces en un lapso de tiempo muy corto. Esta transición se caracteriza por el aumento en la intensidad del fuego, la ocurrencia de ráfagas convergentes hacia la base de columna, la presencia de humo negro (producto de la combustión incompleta), la ocurrencia de coronamiento y el aumento de focos secundarios (Chandler *et al.* 1991).

Haines (1988) desarrolló el denominado "Lower Atmosphere Severity Index" (LASI) (Índice de Severidad de la Baja Atmósfera), para la evaluación de las condiciones atmosféricas favorables para la ocurrencia de incendios de comportamiento extremo dominados por la convección. El índice desarrollado por Haines, toma en cuenta las condiciones de estabilidad y el contenido de humedad de la atmósfera y se expresa de la siguiente manera:

$$\text{LASI} = A + B = (T_{p1} - T_{p2}) + (T_{p1} - T_{dp1})$$

$$A = T_{p1} - T_{p2}$$

$$B = T_{p1} - T_{dp1}$$

T_{p1} : temperatura en el límite inferior de la capa analizada¹⁰.

T_{p2} : temperatura en el límite superior de la capa analizada.

T_{dp1} : temperatura de rocío en el límite inferior de la capa analizada.

(10) La capa para la cual se analiza la variación de temperatura y el contenido de humedad, varía de acuerdo con la altura a la cual se encuentre el fuego.

La consideración de estabilidad atmosférica se introduce en el *LASI* mediante el cálculo del término A y el contenido de humedad mediante el cálculo de B. De acuerdo con el valor alcanzado por el *LASI*, el peligro potencial de ocurrencia de incendios de comportamiento extremo se clasifica en muy bajo, bajo, moderado, o alto (Tabla 5.1). Haines (1988) encontró que el 10% de los grandes incendios estudiados se correspondía con situaciones de peligro potencial muy bajo, mientras que el 45% se correspondía con situaciones de peligro potencial alto, de acuerdo con el *LASI*.

Un estudio realizado sobre los incendios ocurridos en una región del oeste de los Estados Unidos durante la temporada de fuego de 1990 (Werth y Ochoa 1990), mostró que el índice *LASI* indicaba peligro muy bajo o bajo el 68 % de los días del período analizado, durante los cuales se había quemado solo el 7% del total del área afectada. El índice alcanzó la categoría de alto el 6% de los días, durante los cuales se quemó más del 75% del total del total del área afectada durante esa temporada.

Mientras que la mayoría de los índices de peligro de incendio se basan en observaciones de las variables meteorológicas de superficie, el índice *LASI* estima el peligro de ocurrencia de fuegos de comportamiento extremo en función de la inestabilidad atmosférica y el contenido de humedad de la atmósfera en la base de la capa estudiada.

Para evaluar el peligro de incendios desde el punto de vista meteorológico, deben contemplarse

Elevación	Término de estabilidad		Término de humedad	
	A	$T_{p1} - T_{p2}$	B	$T_{p1} - T_{dp1}$
Baja (950-850 hPa)	1	$\leq 3\text{ }^{\circ}\text{C}$	1	$\leq 5\text{ }^{\circ}\text{C}$
	2	$4 - 7\text{ }^{\circ}\text{C}$	2	$6 - 9\text{ }^{\circ}\text{C}$
	3	$\geq 8\text{ }^{\circ}\text{C}$	3	$\geq 10\text{ }^{\circ}\text{C}$
Media (850 - 700 hPa)	1	$\leq 5\text{ }^{\circ}\text{C}$	1	$\leq 5\text{ }^{\circ}\text{C}$
	2	$6 - 10\text{ }^{\circ}\text{C}$	2	$6 - 12\text{ }^{\circ}\text{C}$
	3	$\geq 11\text{ }^{\circ}\text{C}$	3	$\geq 13\text{ }^{\circ}\text{C}$
Alta (700 -500 hPa)	1	$\leq 17\text{ }^{\circ}\text{C}$	1	$\leq 14\text{ }^{\circ}\text{C}$
	2	$18 - 21\text{ }^{\circ}\text{C}$	2	$15 - 20\text{ }^{\circ}\text{C}$
	3	$\geq 22\text{ }^{\circ}\text{C}$	3	$\geq 21\text{ }^{\circ}\text{C}$

LASI (A + B)	Peligro
2 ó 3	muy bajo
4	bajo
5	moderado
6	alto

Tabla 5.1
Fórmulas para el cálculo del índice *LASI*.

simultáneamente distintos aspectos del estado de la atmósfera. Entonces, cuando se decide la utilización de algún índice, es importante tener presente cual es el aspecto del peligro que el mismo evalúa.

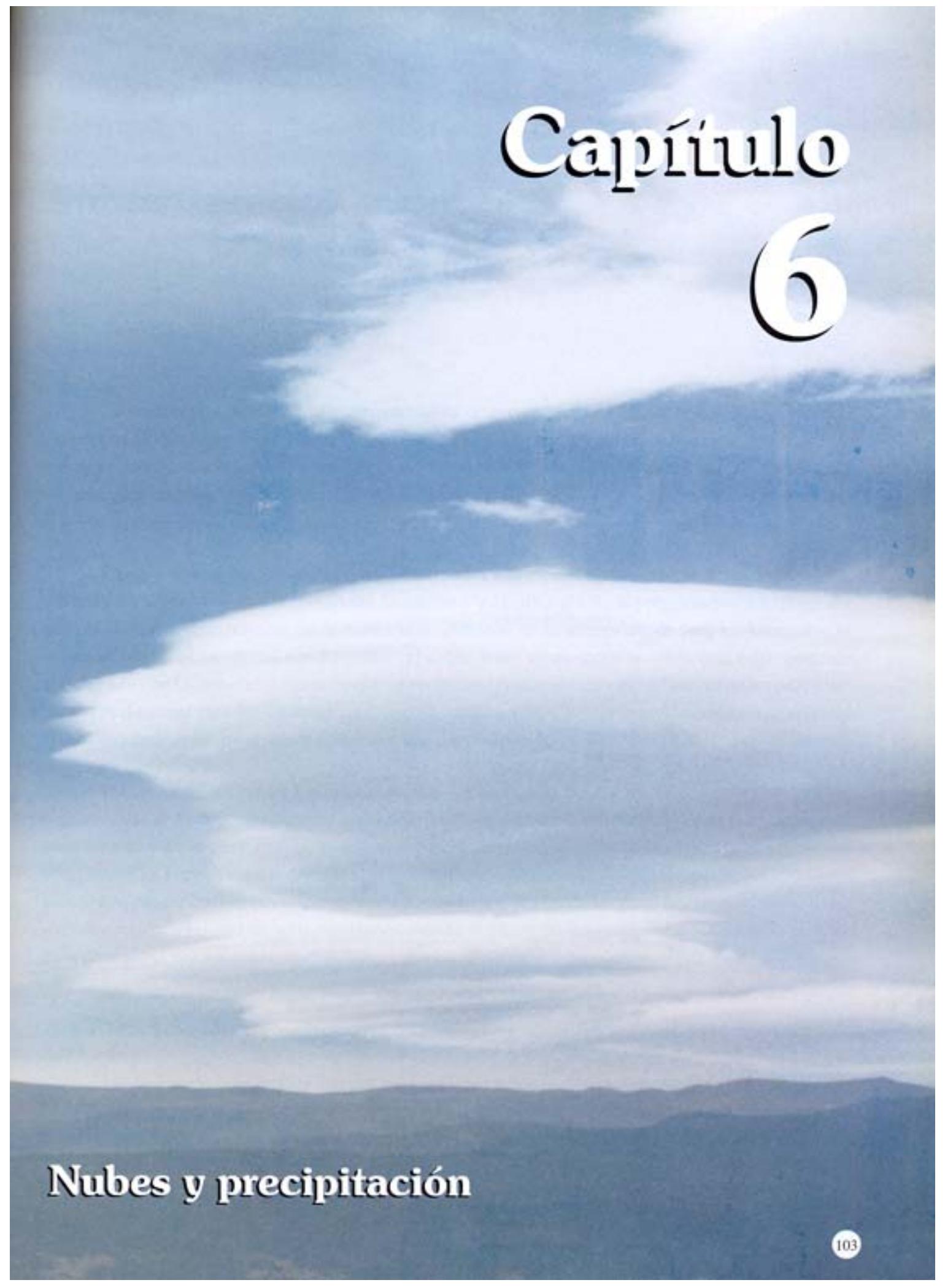
Resumen

Los movimientos verticales de aire que se producen en la atmósfera, tienen diversos efectos sobre el comportamiento del fuego. En algunos casos la atmósfera ayuda al desarrollo de estos movimientos, mientras que en otros tiende a suprimirlos; esto depende del grado de estabilidad atmosférica.

Cuando la atmósfera está estable, el desarrollo de la columna de convección se ve inhibido, el viento tiene velocidad y dirección constantes, y el comportamiento del fuego es más fácil de predecir. En estos casos el peligro está dado por la reducción de visibilidad debido a la acumulación de humo y la probable ocurrencia de incendios de comportamiento extremo dominados por el viento. El fenómeno de subsidencia crea situaciones críticas sobre extensas áreas, por traer hacia la superficie aire caliente y seco.

La inestabilidad atmosférica, asociada a vientos arrachados, ayuda al desarrollo de grandes columnas convectivas. En estos casos el comportamiento del fuego es errático y difícil de predecir. El peligro está presentado por la probable formación de torbellinos, la formación de nubes de tormenta y la probable ocurrencia de incendios de comportamiento extremo dominados por la convección.

Si bien no siempre se cuenta con las observaciones necesarias para estimar el grado de estabilidad de la atmósfera, es muy útil recurrir a los indicadores visuales que permiten hacer estimaciones cualitativas de la misma.



Capítulo 6

Nubes y precipitación

Nubes y precipitación

La presencia, cantidad, forma, movimiento y otras características de las nubes, son todos indicadores de distintos procesos que se desarrollan en la atmósfera y que pueden afectar significativamente al comportamiento del fuego. Por esta razón, es de gran utilidad para los responsables del combate de incendios el poder identificar los distintos tipos de nubes y conocer cuales son los fenómenos que su presencia y características manifiestan.

Como sabemos, uno de los fenómenos asociados a la presencia de ciertas nubes es la precipitación. En cada región o área determinada, la cantidad y distribución de la precipitación a lo largo del año, es un factor determinante de la duración y severidad de la temporada de fuego. Asimismo, el contenido de humedad de los combustibles vegetales, tanto vivos como muertos, está estrechamente relacionado con la cantidad y época en que se producen las precipitaciones. El efecto de las precipitaciones es diferente para los distintos complejos de combustibles, debido a las distintas características físicas y químicas de los diversos elementos que los componen.

El efecto de las precipitaciones tiene que ser analizado de distinta forma según se trate de combustibles vivos o de combustibles muertos. En el caso de los combustibles muertos hay que tener en cuenta no sólo la clase diamétrica a la cual pertenecen, sino también otras características como su compactación, exposición a la precipitación y estado de descomposición. En el caso de los combustibles vivos, por otra parte, hay que considerar el estado fenológico de las plantas y las distintas estrategias de aprovechamiento de agua, así como también el efecto de las precipitaciones sobre la producción de materia orgánica de cada especie.

6.1 Clasificación de nubes

Las nubes están formadas por una gran cantidad de pequeñísimas gotitas de agua, cristales de hielo o una mezcla de ambas cosas. El aspecto de las nubes está determinado por la naturaleza, número y distribución en el espacio de las partículas que las constituyen y por la intensidad y color de la luz que reciben. La posición relativa del observador respecto de la nube y la fuente de luz, afecta a la percepción de la altura, forma y tamaño de la misma.

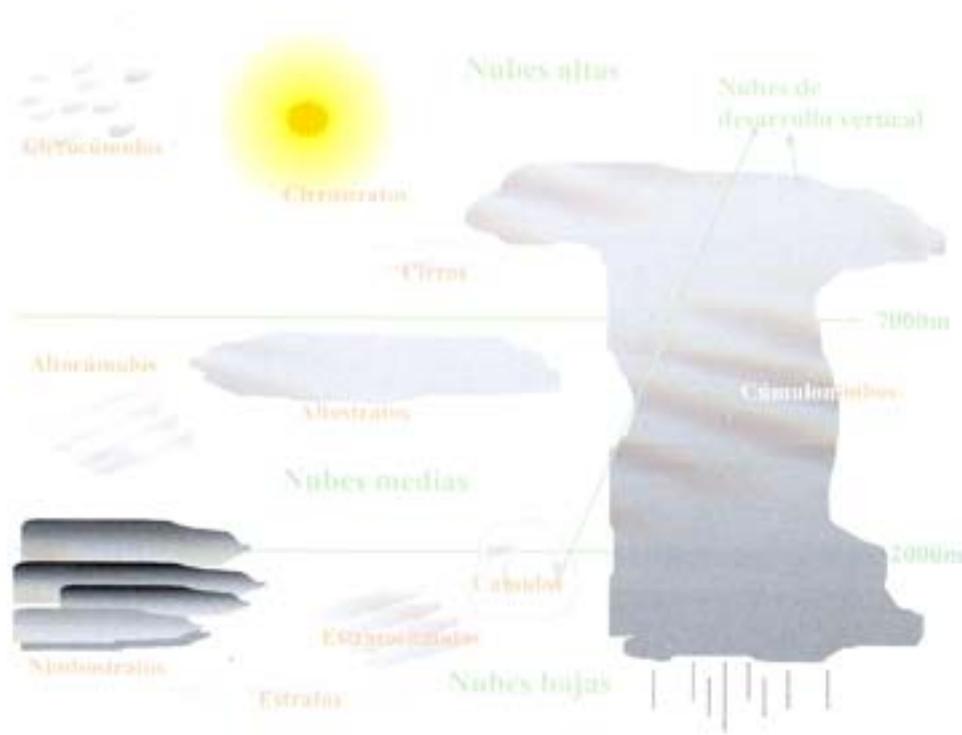


Figura 6.1
 Los distintos géneros de nubes se agrupan de acuerdo con la región de la atmósfera en la que se presentan con mayor frecuencia. Basado en Strahler (1982).

En sus constantes procesos de evolución, las nubes presentan una infinita variedad de formas, lo cual hace muy difícil su clasificación e identificación. Sin embargo, es posible definir un número limitado de formas características que permitieron agruparlas en diez grandes grupos denominados *géneros*. Dentro del mismo género, las nubes suelen presentar diversas formas, grados de transparencia y patrones de distribución. Estas características dieron origen, a su vez, a una gran cantidad de especies y variedades.

Por convención, la parte de la atmósfera en la que se encuentran las nubes, ha sido dividida verticalmente en tres regiones, cuyos límites y espesor varían con la latitud. De acuerdo con la región en que se encuentren, las nubes se clasifican en *altas*, *medias*, *bajas* y *de desarrollo vertical* (Fig. 6.1). Las nubes de desarrollo vertical tienen sus bases en las regiones donde típicamente se encuentran las nubes bajas, pero pueden extenderse verticalmente hasta las regiones correspondientes a las nubes medias y altas. Cada género tiene una región característica en la que presenta con mayor frecuencia, lo cual permite hacer la siguiente agrupación (Tabla 6.1):

Clasificación	Alturas características (km)		
	Regiones polares	Regiones templadas	Regiones tropicales
Altas	3 - 8	5 - 13	6 - 18
Medias	2 - 4	2 - 7	2 - 8
Bajas	0 - 2	0 - 2	0 - 2

Tabla 6.1
 Clasificación de nubes de acuerdo con su altura típica. Basado en datos de la Organización Meteorológica Mundial (1969).

1. Nubes altas:

a) Cirros: nubes aisladas de estructura fibrosa, formadas por cristales de hielo, en algunos casos dispuestas en bandas. Presentan formas muy variadas, como copos aislados, filamentos o hilos curvados que terminan en mechones (Fig. 6.2).

b) Cirrocúmulos: Capa o manto compuesto de pequeños copos sin sombra, dispuestos en grupos o filas (Fig. 6.3).

c) Cirrostratos: Velo blanquecino, que no borra los contornos del sol o de la luna y produce fenómeno de halo. Puede cubrir total o parcialmente el cielo (Fig. 6.4). Este género de nubes frecuentemente precede a los frentes calientes, indicando la probabilidad de ocurrencia de lluvias uno o dos días después de su aparición. Este género de nubes también puede estar asociado a la presencia de frentes fríos, cubriendo en este caso extensiones menores.

La observación de la aparición, velocidad y dirección de desplazamiento de las nubes altas, permite anticipar la ocurrencia de actividad frontal y tener información sobre la velocidad y dirección del viento en altura.

2. Nubes medias:

a) Altocúmulos: Capa o banco de nubes blancas o grisáceas, compuestas principalmente por gotas de agua. Cada componente individual tiene forma redondeada, pudiendo tener aspecto fibroso; estos elementos individuales se ordenan en grupos, hileras o rollos (Fig. 6.5). *Los altocúmulos castellanos*, masas cumuliformes compuestas por unidades con forma de "torre" (Fig. 6.6), están asociados a condiciones de inestabilidad e incremento del contenido de humedad en la atmósfera. Su presencia por la mañana, indica una alta probabilidad de formación de nubes de tormenta por la tarde (Arhens 1994).

b) Altostratos: Capa o velo gris o azulada de textura fibrosa, compuesta por gotas de agua y cristales de hielo. Tiende a cubrir el cielo completamente y el sol o la luna se ven como a través de un vidrio esmerilado (Fig. 6.7). A medida que los Altostratos se hacen más bajos y densos, pueden ocultar por completo al sol o la luna. Con frecuencia preceden a precipitaciones que afectan grandes áreas.

3. Nubes bajas:

a) Nimbostratos: Capa gris, generalmente oscura, la mayoría de las veces produce lluvia o nieve que llega a la superficie (Fig. 6.8). La intensidad de esta precipitación es moderada o suave, nunca en forma de fuertes chaparrones.

b) Estratocúmulos: Capa o banco compuesto de elementos redondeados o rollos, bastante gruesos, grises con parte sombrías. Pueden cubrir todo el cielo, dándole una apariencia ondulada (Fig. 6.9).



Figura 6.2
Nubes del género Cirros.

Figura 6.3
Nubes del género Cirrocúmulos.



Figura 6.4
Manto de Cirrostratos invadiendo el cielo. Al fondo se ven nubes orográficas cumuliformes.



Figura 6.5
Nubes del género altocúmulos.

Figura 6.7
En este caso, el humo de un incendio hace que el sol se vea como a través de un vidrio esmerilado. El efecto es similar al producido por los altostratos.



Figura 6.6
Hileras de altocúmulos convergentes a un punto en el horizonte; en la parte superior derecha puede verse el desarrollo vertical de algunas de las unidades que las componen.



Figura 6.8
Nubes de base oscura, del género nimbostratos, cubren gran parte del cielo.



Figura 6.9
Nubes del género stratocúmulos.



Figura 6.10
Una densa capa de estratos reduce la visibilidad en esta región costera.



Figura 6.11
Fractostratos bajo un fondo de nimbostratos.

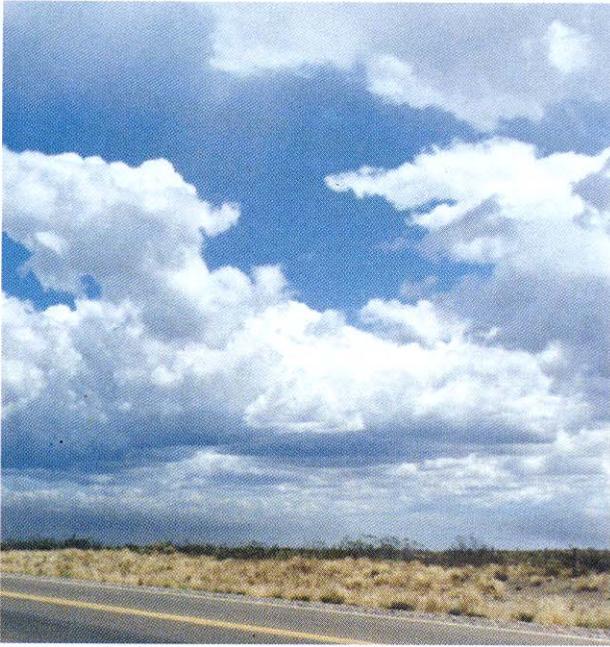


Figura 6.12
Cúmulos con distinto grado de desarrollo vertical.

Figura 6.13
Cúmulos de escaso desarrollo vertical y cúmulos fractos (con bordes menos definidos).



Figura 6.14
Hileras de cúmulos de mediano desarrollo vertical.



Figura 6.15
Cúmulos de gran desarrollo vertical.

Figura 6.16
Línea de cúmulos con distintos grados de desarrollo vertical.



Figura 6.17
Un cumulonimbo se destaca sobre un manto de cúmulos. Fotografía cortesía Sr. G. Puric.



Figura 6.18

La parte superior de los cumulonimbos se extiende en forma de yunque o extensa pluma.

Figura 6.19

Pared de nubes orográficas cumuliiformes.



Figura 6.20

Nubes lenticulares formadas a sotavento de la cordillera de los Andes, en la provincia de Chubut, Argentina. Foto atención Srta. M. Defossé.



c) Estratos: Capa nubosa uniforme, análoga a una niebla (Fig. 6.10). En algunos casos se presentan desgarradas en fractostratos (Fig. 6.11). Cuando producen precipitación, lo hacen en forma de llovizna. Es frecuente la formación de estratos y estratocúmulos asociados a las inversiones térmicas.

4. Nubes de desarrollo vertical:

a) Cúmulos: Nubes con la cima en forma de cúpula, con protuberancias redondeadas, y base casi horizontal. Su color es blanco, aunque suelen presentar sombras grises en la base o en las zonas poco iluminadas por el sol. El grado de desarrollo vertical varía (Fig. 6.12), las de desarrollo vertical escaso son indicadoras de buen tiempo (Fig. 6.13). Las de desarrollo vertical moderado (Fig. 6.14), a veces se acomodan en filas casi paralelas a la dirección del viento. Muchas veces, se forman por la mañana cúmulos de aspecto inofensivo, que con el correr del día aumentan notablemente su desarrollo vertical, transformándose en los denominados *cúmulos congestos* (Fig. 6.15). Aunque éstos se presentan generalmente como nubes aisladas, en algunos caso se agrupan formando una línea de nubes de gran desarrollo (Fig. 6.16). La precipitación producida por los cúmulos congestos es siempre en forma de chaparrones aislados.

b) Cumulonimbos: Si el crecimiento de un cúmulo congesto continúa, se transforma en una nube de tormenta o cumulonimbo (Fig. 6.17). La base de estas nubes, generalmente oscura, puede estar a no más de 300 m sobre el nivel del suelo; sin embargo, por su gran desarrollo vertical pueden llegar hasta la tropopausa. Se presentan aislados o como parte de una línea o pared de nubes. La parte inferior de los cumulonimbos está compuesta de agua, en la parte media hay gotitas de agua y cristales de hielo y la parte superior está compuesta íntegramente por cristales de hielo. En su interior puede haber también grandes gotas de lluvia, copos de nieve y granizo. La parte superior de los cumulonimbos, de aspecto usualmente suave o fibroso y casi siempre achatado, se extiende en forma de yunque o extensa pluma (Fig. 6.18). La base de estas nubes es muchas veces oscura, debajo de ellas suelen presentarse nubes desgarradas y precipitación en forma de virga (precipitación que no llega al suelo). Están asociadas a actividad eléctrica, pudiendo producir chaparrones de agua o nieve.

Vamos a detallar más adelante el ciclo completo de evolución de estas nubes, dado el alto riesgo que las mismas presentan para los combatientes de incendios.

6.2 Nubes orográficas

El ascenso forzado del aire debido a la presencia de montañas, da lugar a la formación de las denominadas *nubes orográficas*. Aunque el aspecto de estas nubes puede diferir notablemente del que tienen los 10 géneros descritos en el punto anterior, siempre se las incluye dentro de alguno de ellos (Organización Meteorológica Mundial 1969). Las nubes orográficas más comunes pertenecen a los géneros Altocúmulos, Stratocúmulos y Cúmulos.

Las nubes orográficas se mueven muy lentamente o son estacionarias, aunque el viento en el nivel en que se encuentren sea fuerte. En algunos casos, la gran velocidad del viento se revela por marcas en las nubes, por ejemplo elementos separados de la nube principal que se mueven de un extremo a otro de la misma. La presencia de cadenas montañosas puede inducir a la formación de nubes de gran extensión a barlovento de las montañas, en algunos casos éstas cubren las cumbres y se disipan a sotavento. Vistas desde sotavento, estas formaciones de nubes tienen el aspecto de bancos o paredes de nubes (Fig. 6.19).

Cuando un flujo de aire (viento) cruza una cadena montañosa, es obligado a seguir el perfil del obstáculo y, a grandes alturas, pueden producirse *ondas orográficas*. Asociadas a estas ondas, y si el aire tiene el suficiente contenido de humedad, se forman nubes orográficas denominadas *lenticulares*. Las nubes lenticulares pueden pertenecer a los géneros “cirrocúmulos”, “altocúmulos”, o “estratocúmulos”. La primera de éstas nubes se observa justo sobre las cimas o levemente a sotavento de las mismas, pudiendo observarse también muchas otras separadas por intervalos regulares en el sentido del viento. Estas nubes se caracterizan por su forma elongada (similar a una lente) (Fig. 6.20) y por mantenerse “estacionarias”, a pesar de la presencia de fuertes vientos. Su presencia es indicadora de vientos de altura de gran intensidad que eventualmente pueden llegar a la superficie.

Asociados al flujo de aire que cruza las cadenas montañosas, suelen formarse a sotavento grandes vórtices¹ de eje horizontal. Las dimensiones de estos vórtices son proporcionales al tamaño de las montañas y en su parte superior puede formarse una nube cumuliforme, denominada *nube de rotor*. Estos vórtices pueden causar serios problemas para el control de un incendio que se desarrolle a sotavento de una cadena montañosa.

Los obstáculos topográficos dan lugar a la formación de las nubes lenticulares y/o de rotor solamente si el aire contiene la suficiente cantidad de humedad, de manera que es posible la presencia de fuertes vientos y vórtices sin formación de nubes que manifiesten su presencia.

6.3 Procesos de formación de gotas de agua y cristales de hielo

Para que las gotitas de agua y cristales de hielo que conforman las nubes puedan formarse, es necesaria la presencia de partículas sobre las que pueda producirse la condensación o sublimación. A estas partículas se las llama *núcleos* de condensación o sublimación. Las partículas de polvo, humo, anhídrido sulfúrico, sales u otras sustancias presentes en la atmósfera actúan como núcleos, alrededor de los cuales se produce la condensación.

Los núcleos de sublimación son menos abundantes en la atmósfera que los núcleos de condensación. Su número aumenta a medida que disminuye la temperatura, ya que muchas partículas

(1) Se denomina “vórtice” a la región de un fluido donde las partículas que lo componen se mueven en trayectorias circulares alrededor de un eje.

comienzan a actuar como núcleos de sublimación a temperaturas extremadamente bajas. Los minerales arcillosos, algunas de las bacterias presentes en las hojas en descomposición y los mismos cristales de hielo son excelentes núcleos de sublimación.

En general las partículas que actúan como núcleos de condensación son *higroscópicas*, esto quiere decir que pueden absorber agua aún cuando la humedad relativa esté por debajo del 100%. A medida que la humedad relativa aumenta, es mayor la cantidad de núcleos sobre los que se produce condensación y también es mayor el tamaño que alcanzan las gotitas.

Debido a su escaso tamaño (20 micrones, en promedio), las gotitas que conforman las nubes se mantienen fácilmente suspendidas en el aire. Cuando logran descender, frecuentemente se evaporan al encontrar aire más seco debajo de las nubes. Para que pueda producirse la precipitación, las gotitas y cristales de hielo que conforman las nubes tienen que continuar su proceso de crecimiento hasta alcanzar un tamaño aproximadamente 100 veces mayor que el de una gotita de nube.

Una vez formadas, las gotas pequeñas crecen rápidamente a expensas del vapor de agua que se condensa a su alrededor. Este mecanismo de crecimiento gradual se hace muy lento a medida que aumenta el tamaño de las gotitas y, por lo tanto, no es suficiente para explicar por sí solo su crecimiento hasta alcanzar el tamaño de una gota de lluvia (Barry y Chorley 1972)

Los procesos por los que más frecuentemente se produce el crecimiento de las gotitas de mayor tamaño que forman las nubes, hasta alcanzar el tamaño de una gota de lluvia, son los conocidos como *a) colisión y coalescencia* y *b) cristales de hielo*.

a) Colisión y coalescencia

Este proceso de crecimiento de gotas es particularmente importante en las nubes más calientes, cuya parte superior se encuentra a temperaturas mayores a los $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$. Las gotas de mayor tamaño, formadas sobre núcleos higroscópicos más grandes, caen a mayor velocidad que las más pequeñas. En su caída estas gotas de mayor tamaño colisionan con otras más pequeñas. En algunos casos, después de la colisión la gota más pequeña se “une” a la más grande, en un proceso denominado *coalescencia*. Este proceso se ve favorecido por el mayor tiempo de permanencia de las gotas dentro de la nube, de manera que las gotas alcanzan mayor tamaño dentro de las nubes cuyo espesor es mayor.

b) Cristales de hielo

Este proceso es especialmente importante en las nubes frías, que se encuentran en regiones de la atmósfera donde la temperatura está por debajo de los $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ aproximadamente. En la base de la nube, donde la temperatura es superior a los $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, sólo puede haber gotas de agua líquida. En la región justo por encima de la isoterma de $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, también la mayoría de las partículas que conforman la nube son gotas de agua líquida. Las gotas de agua que se encuentran a una temperatura menor a los $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, se

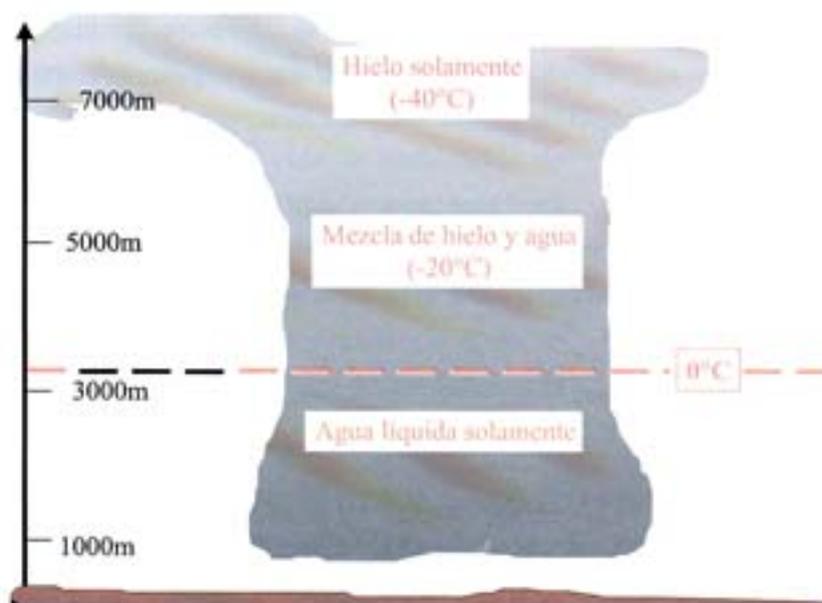


Figura 6.21
 Distribución de gotas de agua y cristales de hielo dentro de una nube, de acuerdo con la temperatura a la que se encuentra el aire. Basado en Ahrens (1994).

denominan *subfundidas*². Recién cuando la temperatura alcanza los $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$, los cristales de hielo son más abundantes, aunque todavía hay gran número de gotas de agua líquida (Fig. 6.21). Cuando la temperatura es menor a los aproximadamente $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$, se produce el congelamiento espontáneo de las gotitas de agua líquida y, por lo tanto, hay solamente cristales de hielo. Para que se produzca el congelamiento espontáneo, las moléculas de la gota de agua tienen que formar un *embrión de hielo*; éste embrión aumenta gradualmente su tamaño y actúa como núcleo.

Los cristales de hielo también pueden formarse en presencia de núcleos de sublimación. El número de núcleos de hielo presentes en la atmósfera es escaso, especialmente a temperaturas superiores a los $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$; a medida que desciende la temperatura, es mayor el número de partículas que comienzan a actuar como núcleos de hielo efectivos. Los denominados *núcleos de sublimación* permiten que el vapor de agua se deposite sobre su superficie en forma de hielo, sin pasar por la fase líquida.

En las nubes mixtas (compuestas por gotas de agua y cristales de hielo), los cristales de hielo crecen a expensas de las gotitas de agua. Esto es debido a que la presión de saturación del vapor respecto del hielo es menor que respecto del agua. Entonces, para contenidos de humedad menores a los correspondientes a la saturación respecto del agua, las gotitas se evaporan y subliman sobre los cristales de hielo.

Cuando los cristales de hielo alcanzan el tamaño suficiente como para vencer a las corrientes ascendentes, comienzan a caer. En su caída, pueden colisionar con gotas subfundidas que se congelan por contacto y se unen al cristal de hielo contribuyendo a aumentar su tamaño. Estas agrupaciones de

(2) Si bien el hielo puro se funde cuando la temperatura alcanza los $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, el agua no necesariamente se congela cuando la temperatura alcanza ese valor.

cristales pueden romperse por colisión con gotas subfundidas, dando lugar a la formación de un gran número de cristales más pequeños que producen el congelamiento de nuevas gotas, originándose así un efecto multiplicador. Si estas formaciones de hielo alcanzan un tamaño suficiente, puede ocasionarse precipitación en forma de granizo.

La unión por colisión de varios cristales de hielo se denomina *agregación* y puede dar lugar a la formación de copos de nieve. Si los copos de nieve se funden en su caída, continúan su descenso como lluvia.

6.4 Tormentas

Una tormenta está formada por una o varias nubes o celdas convectivas, pudiendo cada una de las mismas estar en un diferente estado de evolución. En algunos casos, las celdas se agrupan en formaciones que pueden alcanzar los 8 km de ancho y los 100 km de largo (Barry y Chorley 1972). Las tormentas van acompañadas de truenos y relámpagos, de cortos períodos de precipitación intensa en forma de agua o granizo, de vientos fuertes y arrachados en la superficie y, ocasionalmente, de tornados.

El riesgo que las tormentas presentan en relación con la ocurrencia y el comportamiento de los incendios, está dado por la mayor probabilidad de ocurrencia de focos causados por la actividad eléctrica que las acompaña (Fig. 6.22) y por los efectos que las mismas tienen sobre el comportamiento de los vientos en superficie.

Si bien estas nubes producen precipitación, lo que puede considerarse como un factor favorable para las tareas de control de un incendio, es importante analizar cuál es el efecto **real** que estas precipitaciones tienen sobre el contenido de humedad de los diferentes combustibles, teniendo en



Figura 6.22

Numerosos Cumulonimbos, como el que se observa al derecha, estaban presentes en la región noreste de la provincia de Chubut, Argentina, en el momento en que se originó este incendio. Fotografía cortesía Sr. F. Pertini.

cuenta la intensidad, duración y área limitada afectada por las mismas.

El ciclo de vida de cada celda de tormenta es de aproximadamente una hora y su diámetro puede alcanzar los 15 km. En el ciclo de vida de una celda de este tipo, pueden distinguirse tres etapas: la etapa de cúmulo o inicial, la etapa de madurez, y la etapa de disipación.

El desarrollo de la nube cumuliforme que luego se transformará en una nube de tormenta, comienza con el ascenso de aire húmedo (convección) en una atmósfera inestable. El ascenso puede ser forzado por la orografía, originarse por efecto del calentamiento de la superficie (convección), o deberse a la presencia de un frente.

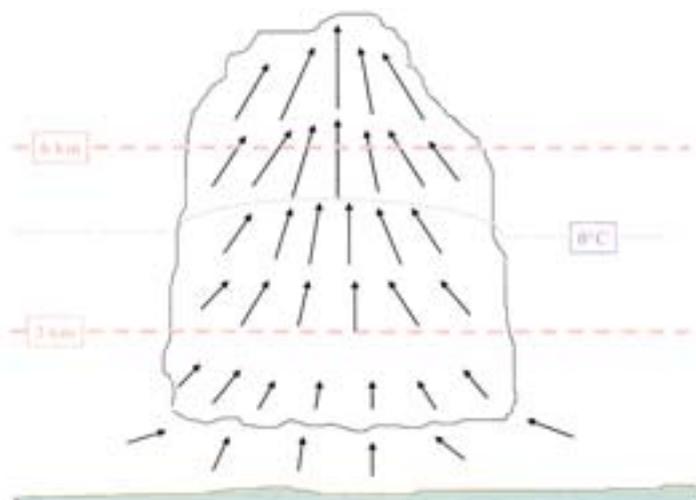


Figura 6.23

En el estado inicial de desarrollo de una nube de tormenta, se observan corrientes ascendentes en su base y en su interior.

Generalmente, los primeros cúmulos que se forman, alcanzan un cierto desarrollo vertical y luego se disipan, ya que las gotitas de agua que los forman se evaporan. La evaporación aumenta el contenido de humedad del aire, favoreciendo el mayor desarrollo de los cúmulos que se forman posteriormente.

Dentro de la nube, se produce la liberación de grandes cantidades de calor latente al pasar el agua de estado de vapor a estado sólido (formación de gotitas y cristales de hielo), lo cual aumenta aún más la temperatura del aire en el interior de la misma y refuerza el proceso de ascenso. En esta etapa inicial, las corrientes de aire son ascendentes dentro de toda la extensión de la nube (Fig. 6.23). Las velocidades de estas corrientes ascendentes varían entre 4 y 7 km/hr en la parte inferior de la nube, alcanzando más de 36 km/hr en su parte superior; la velocidad alcanzada por las corrientes ascendentes está relacionada con la temperatura dentro de la nube. Las corrientes ascendentes mantienen a las gotitas de agua y cristales de hielo suspendidos dentro de la nube, por lo cual no se produce precipitación durante esta etapa. El ascenso de aire dentro de la nube es alimentado por el aire dirigido (convergente) a la base de la misma, lo que da origen a vientos de superficie de gran intensidad y dirección variable.

El cúmulo no se desarrolla completamente aislado de su entorno, ya que se produce el ingreso al mismo del aire más seco que lo rodea. Este ingreso de aire seco causa la evaporación de algunas gotitas de la nube, produciendo el enfriamiento del aire. El aire más frío y denso comienza a descender, dando origen a las ráfagas descendentes que empiezan a formarse dentro de la nube. Simultáneamente, las gotitas y cristales de hielo dentro de la nube aumentan su

tamaño y las corrientes ascendentes no pueden continuar sosteniéndolas suspendidas en el aire, por lo que comienzan a caer. En su caída, arrastran aire frío acentuando así la intensidad de las ráfagas descendentes.

Se considera que la etapa de madurez se alcanza cuando la precipitación llega al suelo; en esta etapa hay dentro de la nube regiones con corrientes ascendentes y regiones con corrientes descendentes (Fig. 6.24). Esta es la etapa durante la cual la actividad de la tormenta es más intensa. La parte superior de la nube comienza a tomar la forma de yunque característica de los cumulonimbos. La observación de la dirección en que se inclina el eje vertical de la nube y de aquella en la que se extiende el yunque, son buenos indicadores de las variaciones que sufre la dirección del viento con la altura.

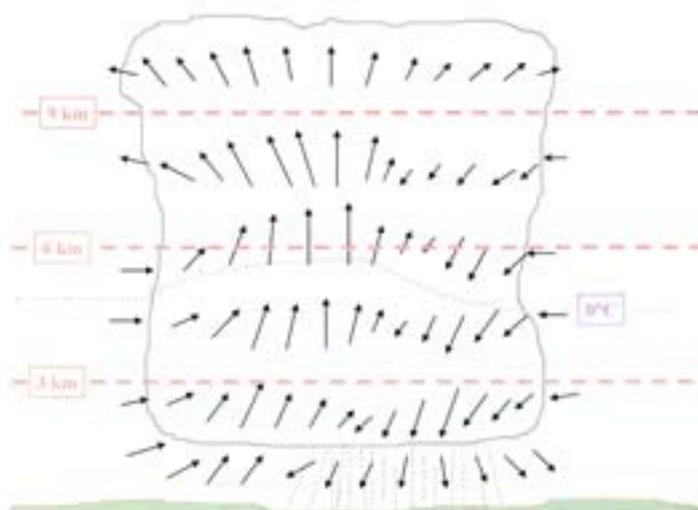


Figura 6.24
En su etapa de madurez, la celda de tormenta presenta simultáneamente corrientes ascendentes y descendentes.

La intensidad de las corrientes ascendentes y descendentes es mayor en la parte media de la nube, creando condiciones severas de turbulencia. Se producen truenos, rayos y precipitación intensa, frecuentemente en forma de granizo. Sin embargo, en algunos casos la precipitación se presenta en forma de virga, y no alcanzar la superficie.

Las corrientes descendentes generadas por celdas de tormenta suelen producir daños sobre áreas de hasta varios cientos de kilómetros; estos daños pueden ser causados por el frente general de ráfagas de la tormenta o por la acción individual de cada ráfaga descendente (Schwarzkopf y Rosso 1993). Estas corrientes descendentes pueden clasificarse *macrodescendentes* y *microdescendentes*. Cada macrodescendente puede ocasionar vientos de hasta 216 km/hr durante lapsos de 5 a 30 minutos, afectando áreas mayores a los 4 km². Las microdescendentes, en cambio, afectan áreas menores a los 4 km² y pueden generar vientos de hasta 270 km/hr (Fujita 1985 en Schwarzkopf y Rosso 1993).

Como resultado de estas ráfagas, el comportamiento de un incendio que se desarrolle en las proximidades de una nube de este tipo, puede tomar características extremas. La energía liberada por un incendio puede dar lugar a celdas convectivas con comportamiento similar al que estamos describiendo; éste es el caso de los incendios dominados por la convección. En dicho tipo de incendios las fuertes ráfagas descendentes son generadas por la sola presencia de una columna de convección de gran desarrollo (Rothermel 1991).

En el estado de disipación, las corrientes son exclusivamente descendentes dentro de toda la nube

(Fig. 6.25). No habiendo corrientes ascendentes que alimenten el crecimiento de la nube, éste se detiene y la actividad disminuye; la precipitación es más suave y finalmente desaparece. La nube se disipa dejando generalmente como únicos vestigios algunas nubes bajas estratiformes y el yunque.

6.5 Tipos de precipitación

La *lluvia*, forma más conocida de la precipitación, está constituida por gotas de agua de diámetro mayor o igual a 0,5 mm. Cuando las gotas tienen un diámetro menor a 0,5 mm, y son muy abundantes, la precipitación se denomina *llovizna*. Las gotas de llovizna, generalmente provienen de nubes estratiformes y son tan pequeñas que parecen quedar suspendidas en el aire. La llovizna también puede producirse como consecuencia de la reducción del tamaño de las gotas de lluvia, causado por la evaporación. Cuando las gotas de lluvia se evaporan completamente y la precipitación no llega a la superficie, se produce la ya mencionada *virga*.

Se conocen como *chaparrones*, a las lluvias de gran intensidad y corta duración producidas por nubes cumuliformes. En su etapa de madurez, los cumulonimbos producen chaparrones asociados a las corrientes descendentes que se generan en su interior, tal como se explicó en el punto anterior. Dado que en su etapa de madurez los cumulonimbos presentan simultáneamente corrientes descendentes y ascendentes, puede haber zonas con precipitación y zonas sin precipitación debajo de la misma nube. Los cumulonimbos pueden producir precipitación en forma de trozos de hielo de diámetro de entre 5 y 50 mm, llamada *granizo*.

Otra forma de precipitación es la *lluvia helada*, ésta se produce cuando gotas de agua subfundida que llegan a la superficie entran en contacto con objetos fríos y se congelan, formando una cubierta de hielo.

La *nieve* es precipitación de agua en estado sólido; los copos de nieve están formados por cristales con diversas formas. Cuando los cristales de hielo provenientes de los cirros (ubicados a gran altura) entran en contacto con el aire más seco y se subliman, se forman las llamadas *agujas de hielo*. Las agujas de hielo generalmente no llegan a la superficie, dando lugar a un fenómeno similar a la virga.

El equivalente sólido de la llovizna es la *nieve granulada*, ésta tiene lugar cuando granos de nieve pequeños y opacos precipitan de una nube perteneciente al género "estrato".

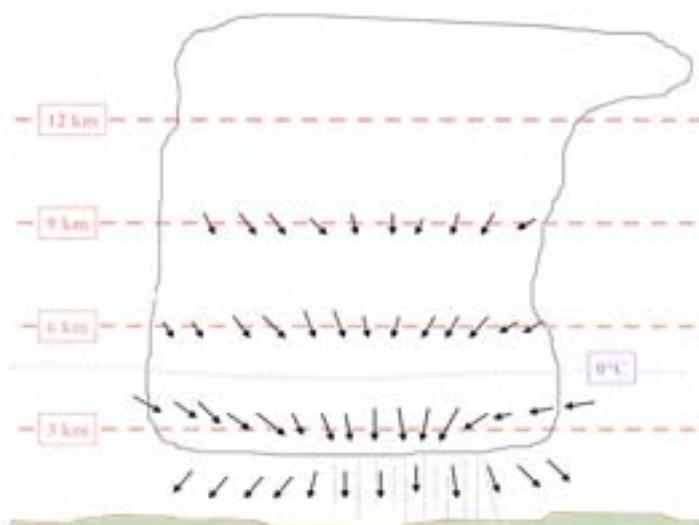


Figura 6.25
En la etapa de disipación de la celda de tormenta, las corrientes son descendentes.

6.6 Características generales de las precipitaciones

Algunas características de la precipitación a tener en cuenta cuando se analiza el efecto que la misma tiene sobre los combustibles vegetales son:

1. **Discontinuidad:** Decimos que algunas variables meteorológicas como la temperatura y la humedad relativa, son *continuas* (tanto en el espacio como en el tiempo) ya que no pasan “bruscamente” de un valor a otro sin recorrer los estados intermedios. Por ejemplo, si una lectura del termómetro indica 20 °C y la siguiente 23 °C, en el tiempo transcurrido entre las dos lecturas la temperatura tiene que haber adquirido todos los valores intermedios comprendidos entre 20 y 23 °C.

La precipitación se comporta de manera diferente. La observación de precipitación implica la elección por “sí” (llueve) o “no” (no llueve); por este motivo las tablas climatológicas incluyen frecuencia de días (número de días en un período dado) con precipitación. Decimos que la precipitación es una variable con distribución *discreta* ya que, a diferencia de las variables continuas, no adquiere los valores intermedios entre dos mediciones. Por ejemplo, supongamos que efectuamos dos observaciones consecutivas de precipitación en una misma estación; la primera muestra como resultado 10 mm y la segunda 25 mm. Los 25 mm de agua precipitada entre una observación y otra pueden haberse producido de distintas formas, por ejemplo, en forma continua o en períodos con precipitación intercalados con períodos sin precipitación. Lo mismo sucede cuando efectuamos observaciones simultáneas entre estaciones próximas. Esta característica hace necesario analizar cuidadosamente la representatividad de las observaciones de precipitación con que contamos.

2. **Intensidad:** la intensidad de precipitación se define como la cantidad de agua caída en un determinado período de tiempo. El conocimiento de la intensidad de la precipitación es fundamental para saber el efecto que la misma tiene sobre el suelo y la vegetación. Las lluvias de baja intensidad permiten que un mayor porcentaje de agua se infiltre en el suelo y sean menores las pérdidas por escurrimiento (Daubenmire 1979). Una llovizna de baja intensidad puede ser más efectiva que un chaparrón para aumentar el contenido de humedad de los combustibles, aunque la cantidad de agua caída sea la misma.
3. **Distribución anual:** Además del total anual promedio de precipitación, su distribución estacional es de gran importancia para la caracterización del clima y, de especial interés, para la determinación de la época de ocurrencia y duración de la temporada de fuego típicas de cada región. Si la precipitación se produce durante la época de crecimiento de la vegetación, la producción de biomasa vegetal es mayor que si la precipitación se produce durante el período de descanso.

Por otra parte la marcha anual (distribución a lo largo del año) de la precipitación tiene que ser analizada en conjunto con las marchas de otras variables atmosféricas, como temperatura y viento, que contribuyen a la mayor o menor efectividad de la precipitación para aumentar el contenido de humedad de la vegetación.

La diferencia entre la precipitación acumulada en un año respecto de la acumulada en otro puede ser muy grande, y desviarse significativamente de la precipitación media de la región. Lo mismo sucede con su distribución estacional; por este motivo es necesario hacer cada año el seguimiento de la cantidad y época de la precipitación ocurrida, para lograr una mejor estimación del contenido de humedad y de la carga de los combustibles vegetales.

4. **Aspectos geográficos que afectan la distribución de la precipitación:** La condensación del vapor de agua proveniente de los mares y océanos es la responsable de la mayor parte de la precipitación. Por lo tanto, la proximidad a los mismos es uno de los factores determinantes de la precipitación que se produce en cada región. La presencia de corrientes calientes o frías cerca de las costas continentales, influye sobre la precipitación potencial en las regiones adyacentes.

La dirección de los vientos dominantes y la presencia de cadenas montañosas pueden potenciar o inhibir el efecto que la proximidad al mar tiene sobre los distintos climas locales. Tomemos como ejemplo a la región Patagónica, donde la Cordillera de los Andes se extiende a modo de extensa barrera en dirección norte-sur. En esta región, los vientos dominantes provenientes del océano Pacífico advectan aire húmedo sobre la costa chilena. La presencia de la Cordillera de los Andes obliga al aire húmedo a ascender, provocando abundantes precipitaciones sobre una estrecha franja continental. De esta forma, en la Patagonia chilena, la proximidad al mar, la dirección de los vientos dominantes y la presencia de una barrera montañosa, se conjugan para favorecer la ocurrencia de abundantes precipitaciones. En la Patagonia argentina, en cambio, las precipitaciones se concentran en una franja que se angosta hacia el norte, a medida que aumenta la altura de las montañas. Hacia el este, las precipitaciones se hacen cada vez más escasas, con un leve aumento en la zona costera. De esta forma, los fuertes vientos del oeste y la presencia de la Cordillera de los Andes, condicionan una extensa región árida y semiárida que se extiende hasta las costas del océano Atlántico.

El ascenso orográfico produce el aumento de precipitación con la altura en las laderas a sotavento. Sin embargo, en las montañas muy altas, el máximo de precipitación se produce antes de las cumbres; luego la precipitación disminuye ya que el aire ha perdido toda su humedad.

5. **Tipo de precipitación:** el efecto de la precipitación sobre los combustibles es diferente de acuerdo con el tipo de precipitación de la que se trate. Por ejemplo, cuando durante el invierno se produce precipitación en forma de nieve formándose una cubierta que se mantiene hasta la primavera, el derretimiento de la misma provee al suelo de grandes cantidades de agua; esto no sucede si la precipitación en el invierno se produce en forma de lluvia. Este efecto es especialmente importante en las regiones con escasa precipitación, ya que la acumulación de nieve asegura la disponibilidad de agua en la estación de crecimiento.

Las copas de los árboles interceptan parte de la precipitación que cae sobre los bosques. La

cantidad de precipitación interceptada depende de la densidad del follaje y de la duración y tipo de precipitación. Una llovizna de corta duración puede ser atrapada en su totalidad por el follaje de un bosque denso, mientras que la intensa precipitación asociada a una tormenta llega casi en su totalidad al suelo. En general los bosques de coníferas interceptan una cantidad de precipitación mayor que los bosques de latifoliadas de maderas duras; entre estas últimas la cantidad de precipitación interceptada disminuye notablemente en invierno en el caso de las caducifolias (Critchfield 1983).

6. **Efectos de otras variables meteorológicas:** para determinar el efecto de una cierta cantidad de precipitación sobre la vegetación, es necesario evaluarla simultáneamente con otras variables meteorológicas asociadas, como ya se mencionó. La misma cantidad de precipitación puede dar origen a zonas desérticas o estepas en bajas latitudes, donde la temperatura y la evaporación son altas, mientras que en climas fríos puede permitir la presencia de bosques.

Las condiciones meteorológicas posteriores a la ocurrencia de precipitación, condicionan en gran medida la efectividad de la misma para humificar a los combustibles. El viento, las altas temperaturas y la baja humedad relativa, son todos factores que aceleran la evaporación del agua precipitada.

6.7 Sequías

El concepto de *sequía* se refiere a un fenómeno esencialmente meteorológico, pero que también involucra aspectos hidrológicos, económicos, agrícolas y sociales, entre otros. Se puede definir a la *sequía* como un período anormalmente seco, suficientemente prolongado como para causar un serio desbalance hídrico en el área que afecta. La severidad de la sequía depende del grado de deficiencia de agua que produce, de su duración y del tamaño del área que afecta (Fig. 6.26).

Desde el punto de vista estrictamente meteorológico, se define como *sequía* a un período durante el cual la precipitación se mantiene por debajo de un umbral determinado (Servicio Meteorológico Nacional 1988). El valor de los umbrales, los períodos considerados y la extensión de las regiones de interés, varían de acuerdo con las distintas definiciones, las distintas escalas de análisis y el clima de cada región.

Desde el punto de vista de la vegetación, la sequía no comienza cuando disminuye la precipitación sino cuando la humedad del suelo es insuficiente para satisfacer las necesidades de las plantas. Las altas temperaturas, el viento, los bajos valores de humedad relativa, y los suelos que pierden rápidamente la humedad por drenaje o evaporación, son todos factores que favorecen a la evapotranspiración potenciando los efectos de la deficiencia de precipitación sobre la vegetación (Critchfield 1983). Hay que considerar asimismo, que la reacción a las anomalías en la precipitación es diferente en las plantas nativas de áreas con abundante precipitación, que en aquellas nativas de regiones áridas (Deeming et al. 1977).

La Organización Meteorológica Mundial (OMM) estableció en 1986 que habrá *sequía* en una región, cuando la precipitación anual sea inferior al 60% de la normal durante más de dos años consecutivos y afecte a más del 50% del área de interés. Su objetivo es dar una definición de aplicación general, basada en la suposición de que los ecosistemas naturales y los sistemas sociales y económicos pueden resistir una disminución del 40% en la precipitación durante un año, pero no durante períodos más prolongados (Fernandez García 1995).



Figura 6.26

Aspecto del suelo después de un prolongado período de sequía. Provincia de Neuquén, Argentina. Enero de 1994.

La British Rainfall Organization (American Meteorological Society 1980), por ejemplo, distingue tres tipos de sequía:

- a) sequía absoluta:** *período de por lo menos 15 días consecutivos durante los cuales no se ha registrado precipitación diaria.*
- b) sequía parcial:** *período relativamente seco, de por lo menos 29 días consecutivos, durante los cuales el promedio de precipitación diaria no excede los 0,03 mm.*
- c) temporada seca (dry spell):** *período de por lo menos 15 días consecutivos durante los cuales la precipitación diaria no supera 1 mm en ningún caso.*

Se mencionaron algunas de las definiciones de sequía utilizadas y, como puede verse, son diversas. En algunos casos el umbral de precipitación se define como un porcentaje del promedio climático, mientras que en otros se fijan valores en forma independiente de la cantidad de precipitación típica de la época y lugar del cual se trate. La decisión sobre cuál es la definición más adecuada para aplicar en cada caso, depende del efecto causado por la sequía que se intente evaluar y de las características climáticas de cada región.

6.8 Precipitación y evaluación del peligro de incendios

Diversos índices de peligro de incendio toman en cuenta a la deficiencia de precipitación como una de las variables de análisis. Cuando se decide aplicar alguno de estos índices en una determinada región, hay que analizar si el criterio utilizado es adecuado para estimar el contenido de humedad de los combustibles locales y/o la disponibilidad de agua para las actividades de supresión.

Los combustibles finos, de los que hablamos en el capítulo 4, reaccionan rápidamente frente a la precipitación alcanzando la saturación en un tiempo muy corto. De la misma forma pierden rápidamente su contenido de humedad. Un período muy corto con ausencia de precipitación y condiciones favorables para la evaporación, pone a estos combustibles en disponibilidad para ser quemados. Los combustibles pertenecientes a clases diamétricas mayores, en cambio, tardan más tiempo en modificar su contenido de humedad en respuesta a la ocurrencia o no de precipitación. El análisis del contenido de humedad de los combustibles que por su diámetro se ubican dentro de la clase de 1000 horas (42 días aproximadamente) o de diámetro aún mayor, requiere del conocimiento de las condiciones meteorológicas ocurridas varias semanas atrás. En los Estados Unidos los registros de datos meteorológicos para la evaluación de peligro de incendios, comienzan cuatro semanas antes del inicio de la temporada de incendios en cada región (Deeming *et al.* 1977).

Como dijimos, el efecto sobre la vegetación del déficit de precipitación está fuertemente condicionado por otras variables meteorológicas. Estudios realizados en regiones ubicadas al este de los Estados Unidos, en los que la humedad relativa mínima diaria es generalmente mayor al 40 % y la máxima mayor al 80 %, mostraron que aún durante extensos períodos de sequía el contenido de humedad de los combustibles de 1000 hs, era mayor al 15% (Burgan 1988).

El sistema de evaluación de peligro de incendios canadiense incluye tres códigos para la estimación del contenido de humedad de los combustibles. El denominado *Código de Contenido de Humedad de los Combustibles Finos (CHCF)*; el *Código de Contenido de Humedad del Mantillo (CHM)*; y el *Código de Sequía (CS)*. Cada uno de estos códigos evalúa el contenido de humedad de combustibles con diferente tiempo de retardo (Alexander 1994). Por ejemplo, uno o dos días sin precipitación y con buenas condiciones de evaporación, llevarían a valores de alto peligro al CHCF, mientras que el peligro expresado por el CHM se mantendría bajo. En cambio, si se produce una llovizna de corta duración después de un período de sequía, el peligro expresado por CHM se mantendría alto y disminuiría el expresado por el CHCF. Las fluctuaciones del CS son muy lentas y reflejan los efectos a largo plazo de los cambios en las condiciones ambientales (Van Wagner 1987).

Aunque los índices de peligro actualmente utilizados en Argentina, no consideran tan detalladamente los efectos de la precipitación y de otras variables meteorológicas sobre el contenido de humedad de los combustibles, estos conceptos ayudan a analizar su grado de representatividad.

Resumen

La presencia, características y evolución de las nubes, es indicadora de numerosos fenómenos que afectan al comportamiento del fuego. La precipitación se presenta de diversas formas de acuerdo

con las nubes que la producen; la presencia de nimbostratos producirá precipitación moderada a suave que afectará un área extensa, mientras que los cumulonimbos darán lugar a chaparrones aislados. La presencia de nubes lenticulares es indicadora de fuertes vientos de altura y de la probable formación de vórtices a sotavento de las cadenas montañosas. Los cumulonimbos o celdas de tormenta, son especialmente peligrosos para el comportamiento de los incendios debido a los vientos que producen en superficie; en muchos casos las columnas convectivas generadas por los incendios producen celdas con características similares a estas nubes.

La precipitación se clasifica en distintos tipos, cada uno de los cuales tiene distinto efecto sobre el contenido de humedad de la vegetación. La época del año en que se produce la precipitación y la fluctuación de las otras variables meteorológicas que la acompañan, también son factores determinantes de su eficiencia para humedecer a los combustibles.

La sequía puede definirse de diversas formas; cuando se utiliza un índice de sequía para evaluar el peligro de incendios, habría que analizar si es el adecuado para evaluar el contenido de humedad de los combustibles y la disponibilidad de agua en las cuencas de la región.

Capítulo 7

**Circulación general,
sistemas de presión,
masas de aire y frentes**

Circulación general, sistemas de presión, masas de aire y frentes

7.1 Escalas de movimiento

Dentro de la atmósfera se desarrollan fenómenos de distintas *escalas* temporales y espaciales. Las superficies afectadas por los distintos fenómenos son, en algunos casos, de unos pocos metros de diámetro y, en otros, de miles de kilómetros. Su tiempo de duración varía entre algunos segundos y varias semanas o meses (Tabla 7.1).

Los fenómenos de *microescala* afectan áreas muy pequeñas y son de muy corta duración. Los pequeños torbellinos que se forman alrededor de los árboles u otros objetos o aquellos que se observan frecuentemente sobre superficies recientemente quemadas, son ejemplos de fenómenos de microescala. Los torbellinos que frecuentemente se forman durante el desarrollo de los incendios (Fig. 7.1), elevan las llamas y transportan pavesas, causando la ocurrencia de coronamiento y/o de focos secundarios.

Escala	Dimensiones del área afectada	Duración	Fenómenos típicos
Microescala a minutos	algunos metros	segundos	Torbellinos
Mesoescala	varios kilómetros (hasta aproximadamente 100 kilómetros)	minutos a horas	Tormentas, tornados, brisas de mar, brisas de pendiente, brisas de valle
Sinóptica	varios cientos y hasta miles de kilómetros	varias horas y hasta algunos días	Ciclones, anticiclones, frentes, huracanes, tormentas tropicales
Global o planetaria	miles de kilómetros	algunas semanas y hasta meses	Ondas de los oestes, corrientes de chorro

Tabla 7.1

Escalas espaciales y temporales en las que se agrupan los fenómenos atmosféricos, de acuerdo a su tiempo de duración y a la extensión de la superficie que afectan.

Figura 7.1
Torbellinos como los que se ven aquí, pueden producir la ignición de combustibles aéreos.



Los fenómenos de *mesoescala* afectan áreas que van desde unos pocos kilómetros hasta alrededor de los 100 kilómetros, y su duración varía entre varios minutos y algunas horas. Las tormentas y tornados son fenómenos de mesoescala, como así también los vientos locales asociados a las regiones costeras o montañosas.

Las circulaciones de *escala sinóptica* afectan áreas de cientos y hasta miles de kilómetros. Los fenómenos que ocurren en ella se representan en las *cartas sinópticas*, utilizadas para efectuar pronósticos del tiempo. Dentro de los fenómenos de esta escala se encuentran los ciclones y anticiclones (grandes centros de alta y baja presión respectivamente) y los frentes, entre otros.

Muchas veces observamos que en una determinada región se producen **simultáneamente** varios incendios de grandes dimensiones y comportamiento peligroso. Estas situaciones están generalmente gobernadas por determinadas situaciones sinópticas, que son propias de cada región (Bennett 1995). La mayoría de los incendios de grandes dimensiones en el este de los Estados Unidos, por ejemplo, ocurren durante el pasaje de frentes que no producen precipitación y que están acompañados por fuertes vientos. Estos eventos están relacionados con la presencia de áreas de baja presión en la altura de 500 hPa (aproximadamente 5500 m) (Brotak y Reifsnyder 1977).

Los fenómenos de mayor escala, son aquellos de escala *global o planetaria*. Dichos fenómenos tienen una duración de semanas o meses. Los fenómenos de esta escala son de gran importancia para la predicción del estado del tiempo a largo plazo. Su análisis permite, por ejemplo, la predicción de extensos períodos de sequías.

Períodos de extensa sequía, producidos por fenómenos de escala global, seguidos por situaciones sinópticas críticas, conducen a las condiciones de mayor peligro para los incendios sobre grandes áreas (Tackle *et al.* 1994).

7.2 Circulación General

La *circulación general de la atmósfera* explica las características del viento de escala global o planetaria. Analizando cómo “funciona” la circulación general podemos explicar, por ejemplo, por qué los vientos dominantes en la región Patagónica son del oeste, mientras que en latitudes próximas al ecuador los vientos dominantes son generalmente del este.

Para comprender cómo se origina esta circulación de gran escala, vamos a hacer algunas suposiciones que simplifican el análisis. Para comenzar, vamos a suponer que la tierra no rotara, que los rayos del sol incidieran siempre en forma perpendicular al ecuador, y que la superficie de la tierra fuera homogénea (uniforme, por ejemplo, cubierta completamente por océanos).

En una tierra con estas características, el aire más caliente de las regiones ecuatoriales, ascendería hasta la altura de la tropopausa y allí detendría su ascenso al encontrar una capa más estable (recordar la inversión térmica por encima de la troposfera), desplazándose luego horizontalmente hacia los polos. En su desplazamiento hacia los polos, el aire se enfriaría gradualmente, haciéndose más denso. El aire frío y denso descendería en las regiones polares y al llegar a la superficie regresaría a la zona ecuatorial. Se generarían así dos grandes celdas de circulación, una en cada hemisferio, denominadas *celdas de Hadley* (Fig. 7.2).

Una circulación como la explicada, generaría un cinturón de bajas presiones en la zona ecuatorial (asociado al ascenso de aire caliente) y centros de alta presión en los polos (asociados al descenso de aire frío). Las observaciones de presión muestran que la circulación atmosférica no se comporta de acuerdo con un modelo tan simple como éste. Esto es debido a que los patrones reales de distribución de campos de presión y vientos, están afectados por la rotación de la tierra y por la heterogeneidad de su superficie.

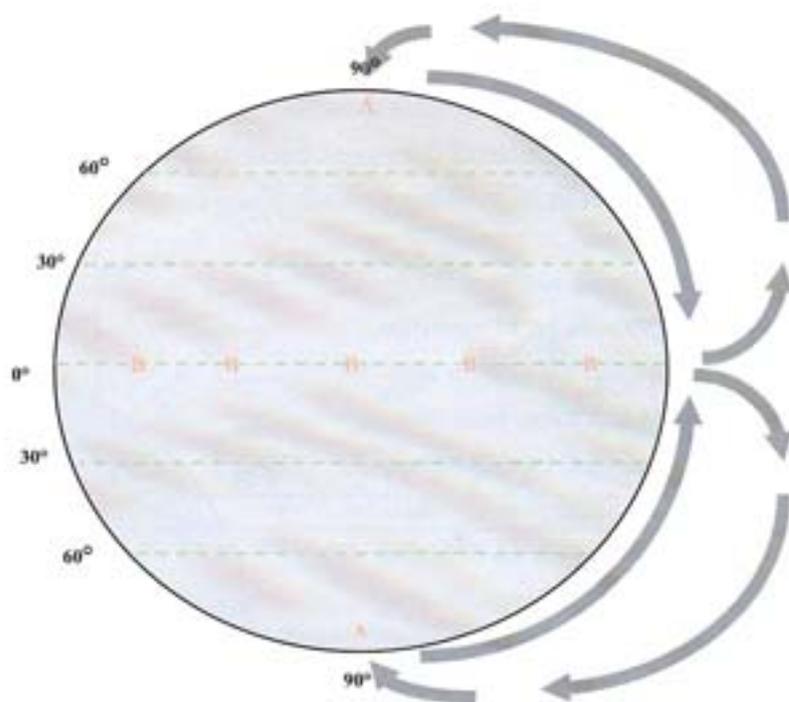


Figura 7.2
Celdas de circulación de Hadley.

7.2.1 Efecto de la rotación de la tierra

Si la tierra no rotara (como supusimos hasta ahora) y un objeto fuera lanzado en línea recta sobre su superficie, un observador que contemplara el movimiento, ya sea desde la superficie de la tierra o desde el espacio, percibiría la trayectoria seguida por el objeto como rectilínea. Si, en cambio, el objeto es lanzado mientras la tierra está en rotación, el observador espacial seguirá percibiendo el movimiento como rectilíneo, mientras que un observador parado sobre la superficie de la tierra lo percibirá como curvilíneo.

Como consecuencia de la rotación de la tierra, el aire en su movimiento sufre un desvío aparente; en el hemisferio norte el desvío es hacia la derecha y en nuestro hemisferio hacia la izquierda. A este desvío aparente se lo denomina *efecto de Coriolis*.

Volvamos a analizar la circulación explicada en el ejemplo anterior, teniendo en cuenta ahora el efecto de Coriolis. Este efecto hará que el aire que asciende en latitudes ecuatoriales y se desplaza en altura desde el ecuador hacia las regiones polares, se desvíe (hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur), tomando dirección oeste-este. Este desvío hacia el oeste, produce la "acumulación" de aire en latitudes próximas a los 30°. Este efecto, sumado al enfriamiento que sufre el aire (haciéndose más denso) en su trayectoria hacia los polos, genera movimientos de descenso dando origen al *cinturón de altas subtropicales*. El flujo de aire que sigue su trayectoria hacia los polos, continúa enfriándose y, al llegar a las regiones polares descendiendo, dando origen a las *altas polares*.

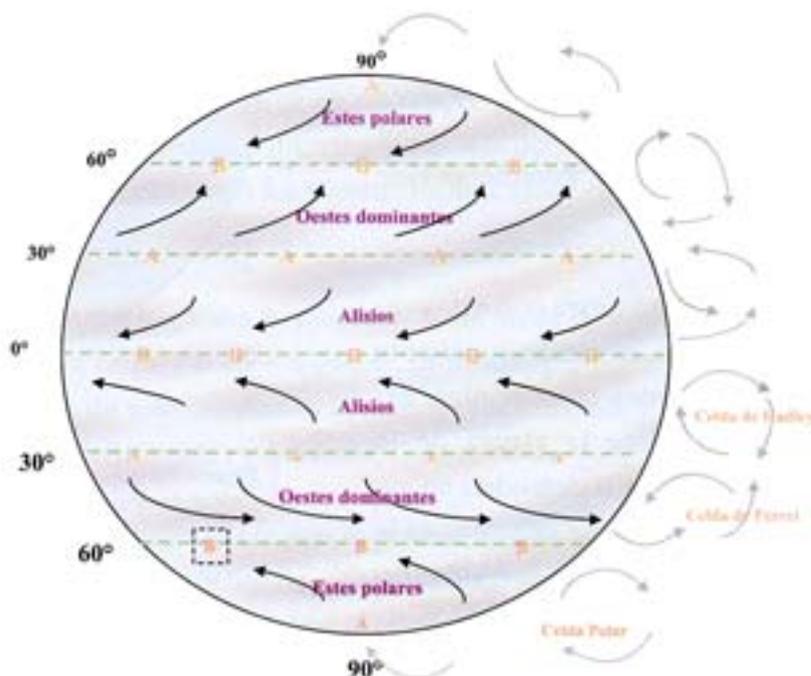


Figura 7.3

En una tierra en rotación, cuya superficie fuera homogénea, la circulación general se comportaría como se muestra en esta figura.

Desde el cinturón de altas subtropicales, el aire diverge en dos direcciones: a) hacia el cinturón de bajas ecuatoriales y b) hacia mayores latitudes. En el primer caso, el aire es desviado por el efecto de Coriolis dando origen a un cinturón de vientos del este (*Alisios*). En el segundo caso, el aire que se

desplaza hacia mayores latitudes, converge con el aire proveniente de las altas polares a los 60° de latitud aproximadamente, donde se forma el *cinturón de bajas subpolares*. En su trayectoria desde las altas subtropicales hacia las bajas subpolares, el aire es desviado por el efecto de Coriolis, originando un cinturón de vientos del oeste en superficie (*oestes dominantes*) (Fig. 7.3).

Por otra parte, el efecto de Coriolis desvía al aire que se desplaza desde las altas polares hacia las bajas subpolares, originando el cinturón de vientos del este (*estes polares*) (ver figura 7.3).

De acuerdo con este modelo, quedan definidas tres celdas de circulación. En la zona ecuatorial el aire asciende debido al gran calentamiento, dando origen a un cinturón de bajas presiones. El aire que asciende se desplaza luego hacia latitudes más altas; parte del mismo desciende a los 30° de latitud, aproximadamente, dando origen a un cinturón de altas subtropicales. Este aire descendente, diverge hacia el cinturón ecuatorial de bajas presiones (*Zona de Convergencia Intertropical*), cerrando la denominada *celda de Hadley*, y también hacia el cinturón de bajas subpolares.

El aire proveniente de las altas subtropicales, converge en los 60° con el aire que se desplaza desde los polos, y asciende. Parte del aire ascendente se desplaza nuevamente hacia los 30°, donde desciende, dando origen a la denominada *celda de Ferrel*. El flujo de aire que continúa su trayectoria hacia los polos, desciende en las regiones polares y se desplaza hacia los 60°, cerrando la tercera celda de circulación denominada *celda polar*.

7.3 Ciclones y anticiclones

Las observaciones muestran que las regiones de alta y baja presión se distribuyen aproximadamente como lo explica el modelo de tres celdas de circulación. Sin embargo, y debido a que la superficie de la tierra

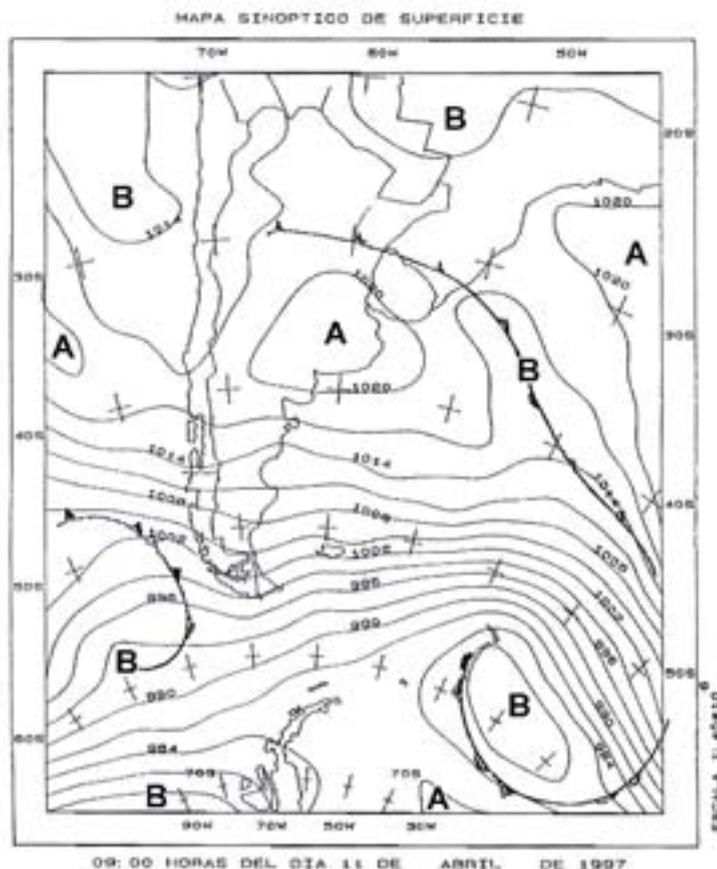


Figura 7.4

En este mapa de superficie pueden observarse centros de alta presión (indicados con una A) y centros de baja presión (indicados con una B). Mapa elaborado por el Servicio Meteorológico Nacional, Comando de Regiones Aéreas, Fuerza Aérea Argentina.

no es homogénea como supusimos inicialmente, las regiones de alta o baja presión no se presentan en bandas uniformes alrededor de los círculos de latitud, sino que forman "centros o celdas" (Fig. 7.4). Las celdas de alta presión, se denominan *anticiclones* y las celdas de baja presión se denominan *ciclones*. En algunos casos las *isobaras* (líneas que unen puntos de igual presión atmosférica), no se cierran en forma de celdas, sino que muestran regiones de alta presión denominadas *cuñas* o regiones de baja presión denominadas *vaguadas* (Fig. 7.5). En el hemisferio sur, el viento se desplaza en sentido contrario a las agujas del reloj alrededor de los anticiclones y cuñas, y en el sentido de las agujas del reloj, alrededor de los ciclones y vaguadas.

Además de los centros de alta o baja presión que responden al modelo explicado, se forman estacionalmente otros que responden exclusivamente al calentamiento o enfriamiento de las masas continentales. A estos centros de alta presión, originados por el fuerte enfriamiento invernal, y de baja presión, originados por el calentamiento de la superficie continental durante el verano, se los denomina *térmicos*.

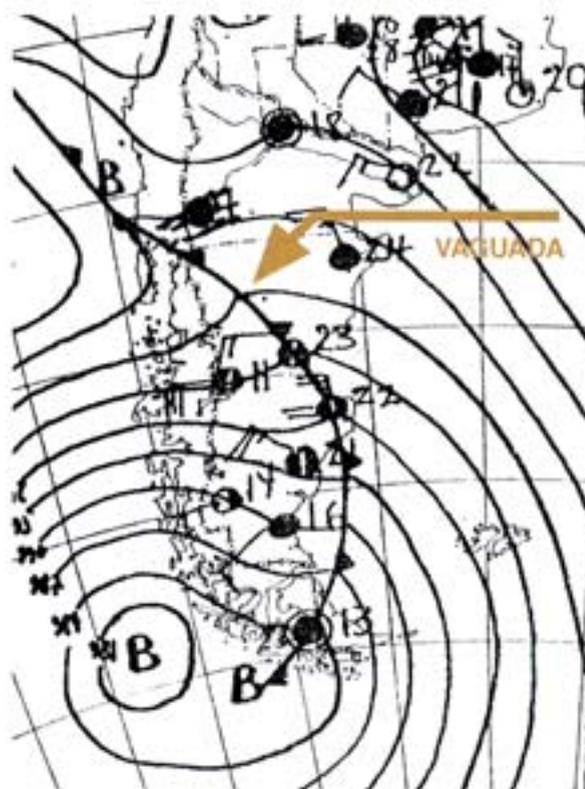


Figura 7.5
Se puede observar una vaguada sobre la región Patagónica Argentina. Mapa elaborado por el Servicio Meteorológico Nacional, Comando de Regiones Aéreas, Fuerza Aérea Argentina.

7.4 Viento geostrófico y viento gradiente

El aire se desplaza respondiendo a diferencias de presión y lo hace con una velocidad y dirección que responden a diversas fuerzas que actúan sobre el mismo, como la fuerza de presión, la fuerza de Coriolis, la fuerza centrífuga y la fuerza de fricción.

Como consecuencia del efecto de la fuerza de presión, el aire se desplaza desde los centros de alta presión hacia los centros de baja presión, con una aceleración proporcional al *gradiente de presión* (variación de la presión por unidad de distancia). Si ésta fuera la única fuerza actuante sobre el aire, éste se desplazaría en forma perpendicular a las isobaras (Fig. 7.6).

Al comenzar el desplazamiento de aire dirigido hacia los centros de baja presión, comienza a actuar la fuerza de Coriolis. La magnitud de la fuerza de Coriolis aumenta a medida que la velocidad del aire es mayor¹. Llega un momento en que la fuerza de presión y la fuerza de Coriolis se equilibran, la

(1) La magnitud de la fuerza de Coriolis varía también con la latitud.

fuerza neta resultante es cero, y el aire se desplaza en dirección paralela a las isobaras (Fig. 7.7), dejando los centros de alta presión a la izquierda (en el hemisferio sur). Al viento resultante del equilibrio entre la fuerza de presión y la fuerza de Coriolis, se lo denomina *viento geostrófico*. Cuando el viento es puramente geostrófico, las isobaras son *rectas* y equidistantes, y la velocidad del viento es constante. Esta situación raramente se presenta, por lo cual el viento geostrófico es sólo una aproximación del viento real. Sin embargo, esta aproximación es suficientemente buena para explicar el comportamiento de los vientos de altura (por encima de los 1000 m, donde no se perciben los efectos de la superficie).

Como dijimos, los mapas sinópticos de superficie, muestran generalmente isobaras **curvas** y centros cerrados de alta y baja presión. En estos casos la fuerza de presión y la fuerza de Coriolis no se equilibran y surge una tercera fuerza que es la fuerza centrípeta, generándose así los movimientos de rotación. Cuando estas tres fuerzas están en equilibrio, el viento resultante se denomina *viento gradiente*.

7.5 Fricción

El viento geostrófico y el viento gradiente, son buenas aproximaciones de los llamados *vientos de altura*. Definimos como vientos de altura, a aquellos que se desarrollan a una altura tal, que no están afectados por la *fricción* de la superficie terrestre (típicamente 1000 m).

En las proximidades de la superficie, el movimiento del aire es retardado por el efecto de la fricción. La fuerza de fricción actúa en sentido contrario al movimiento del aire, disminuyendo su velocidad de desplazamiento. Dado que la fuerza de Coriolis varía con la velocidad de desplazamiento del aire, la fricción también afecta a la magnitud de la fuerza de Coriolis.

Para que haya movimiento uniforme en las proximidades de la superficie, la fuerza de presión, la fuerza de Coriolis, la fuerza centrípeta y la fuerza de fricción, tienen que estar en equilibrio. En estas condiciones, el aire se desplaza formando con las isobaras un ángulo (Fig. 7.8), cuyas dimensiones dependen de la velocidad del viento y de la

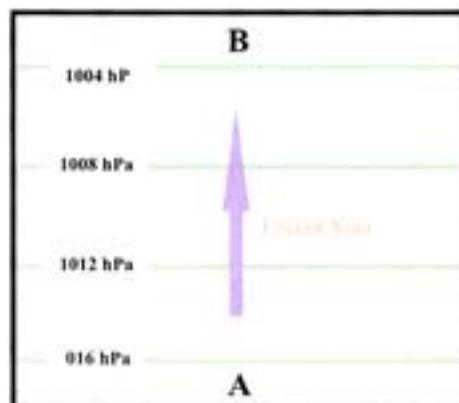


Figura 7.6
Por efecto de la fuerza de presión, el aire se desplaza en forma perpendicular a las isobaras.

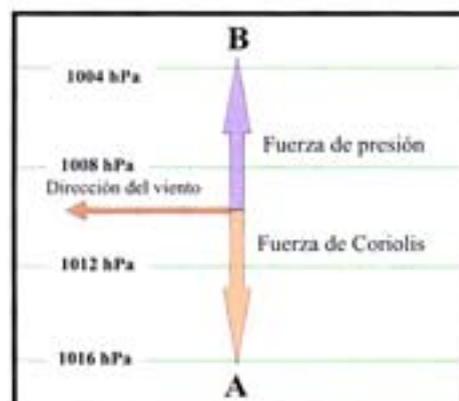


Figura 7.7
Cuando la fuerza de presión y la fuerza de Coriolis están en equilibrio, el aire se desplaza en forma paralela a las isobaras.

rugosidad del terreno. Cuanto menor es velocidad del viento y mayor la rugosidad del terreno, mayor es el desvío del viento con respecto a las isobaras. En general el ángulo de desvío es de 30° , hacia las bajas presiones (Arhens 1994).

7.6 Masas de aire

Los centros anticiclónicos son regiones de vientos más débiles, en los que el aire tiende a permanecer durante períodos más largos. Las regiones ciclónicas, en cambio, están asociadas a vientos más fuertes y hacia ellas convergen frecuentes tormentas. La mayor permanencia del aire en los centros anticiclónicos, favorece la génesis de lo que vamos a definir como *masas de aire*.

El concepto de *masa de aire* fue introducido en 1928 por Bergeron de la escuela Noruega, quien la definió de la siguiente manera: “una masa de aire es una porción de la atmósfera cuyas propiedades físicas son más o menos uniformes a lo largo y a lo ancho de grandes extensiones”. Las dimensiones horizontales de las masa de aire varían entre los 1000 y 5000 km, y sus dimensiones verticales entre los 5 y 12 km aproximadamente (Celemin 1984).

La irrupción de masas de aire sobre distintas regiones, da lugar a situaciones como éstas:

- La segunda quincena del mes de marzo de 1980, es recordada por las muy elevadas temperaturas y humedades que afectaron a la región central y norte de la Argentina. El efecto se agudizó durante los días 19 al 22, ocasionando la suspensión de las clases en la ciudad de Buenos Aires y en el Gran Buenos Aires. Este fenómeno atípico, fue causado por una masa de aire de origen tropical que dominó la región durante el mencionado período (Campetella y Rusticucci 1998).
- Durante la primera quincena del mes de febrero de 1996, las temperaturas fueron excesivamente inferiores a los normales en casi todo el país. En Comodoro Rivadavia, Chubut, la *ola de frío* tuvo una duración e intensidad sin antecedentes tratándose de la época estival. El valor más extremo se registró en Comodoro Rivadavia el día 9 a las 15 horas, y 48 horas después se sintió en Las Lomitas, Formosa, donde la ola de frío fue una de las más importantes para el período 1971/90. Este fenómeno fue causado por la irrupción de aire frío proveniente de la región Antártica que alcanzó la región norte de nuestro país (Cerne y Rusticucci 1997).

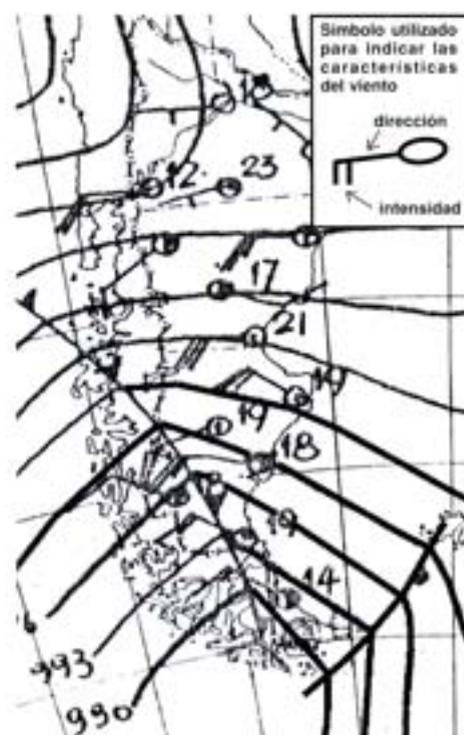


Figura 7.8

Por efecto de la fricción con la superficie, el aire se desplaza formando un cierto ángulo con las isobaras. Mapa elaborado por el Servicio Meteorológico Nacional, Comando de regiones Aéreas, Fuerza Aérea Argentina.

En ambos casos el país se vio afectado por la presencia de masas de aire con distinto origen, las cuales conservaron parte de las características propias del lugar de procedencia.

7.6.1 Fuentes de masas de aire

Las regiones donde se originan las masas de aire se llaman *regiones fuente*. Las mismas se caracterizan por presentar superficies uniformes (por ejemplo, grandes extensiones de nieve o agua) y vientos débiles. Las masas de aire deben permanecer tiempos prolongados en dichos ámbitos para adquirir las características de la superficie subyacente. Como ya mencionamos, las regiones anticiclónicas presentan las características adecuadas para la formación de masas de aire.

La formación de una masa de aire depende esencialmente de las propiedades físicas de la superficie de la tierra y del tipo de circulación en capas bajas. Las zonas fuente se hallarán donde la temperatura del suelo sea muy poco variable en el espacio y en el tiempo y los vientos en capas bajas sean débiles. Se puede decir que las regiones fuente ideales son: las regiones polares y ecuatoriales, los mares subtropicales en invierno, y los grandes desiertos en verano.

En las latitudes medias “transitan” constantemente masas de aire con diferentes propiedades físicas. Cuando una masa de aire emigra de su región fuente, sus características varían de acuerdo con su trayectoria posterior. Por lo tanto, las “condiciones de tiempo” asociadas a una masa de aire, dependerán de las características de su lugar de origen y de su posterior recorrido.

7.6.2 Procesos que modifican a una masa de aire

A medida que las masas de aire se alejan de sus lugares de origen, se ven afectadas por las propiedades de temperatura y humedad de las superficies sobre las que se desplazan y por los distintos procesos que se van desarrollando en la atmósfera durante su movimiento.

Las propiedades de una masa de aire pueden ser modificadas por uno o varios procesos o por la combinación de ellos. Éstos se pueden resumir en:

- **Interacción suelo-atmósfera:** *la interacción entre la superficie y el aire próximo a ella, se produce a través de la radiación y de los procesos de conducción de calor y de humedad.*
- **Movimientos convectivos y advectivos de gran escala:** *estos movimientos son los responsables del transporte de enormes volúmenes de aire a grandes alturas y distancias.*

Por ser la capacidad calorífica de los océanos mayor que la de los continentes, en verano las superficies continentales se encuentran más calientes que las oceánicas y en invierno más frías.

Entonces, las masas de aire con trayectoria continental se calientan más en verano y se enfrían más en invierno, que aquéllas con trayectoria oceánica.

Cuando una masa de aire se desplaza sobre una superficie más caliente, la temperatura de su parte inferior comienza a aumentar. El calentamiento “desde abajo” inestabiliza los niveles inferiores de la masa de aire y favorece la convección y la mezcla turbulenta. Si la superficie tiene un gran contenido de humedad, la evaporación que se produce causa el aumento del contenido de humedad del aire. En estos casos generalmente se producen nubes cumuliformes y chaparrones.

Por lo contrario, si la masa de aire está más caliente que la superficie, se produce el enfriamiento del aire “desde abajo”. El aire se puede enfriar por radiación o por contacto. El primer caso se da, por ejemplo, por las noches como consecuencia de un balance radiativo deficitario. El segundo caso se da cuando una masa de aire se desplaza sobre una superficie comparativamente más fría. El enfriamiento de las capas bajas favorece la estabilidad, por lo cual la mezcla vertical es escasa. Estas situaciones suelen producir mala visibilidad y acumulación de humo y contaminantes; si el aire tiene la humedad suficiente se formarán nubes estratiformes.

Las masas de aire que se desplazan sobre superficies más cálidas y húmedas sufren rápidos y notables cambios; en cambio, aquellas que se desplazan sobre superficies frías, ya sean secas o húmedas, sólo sufren modificaciones en su parte inferior.

7.6.3 Clasificación de las masas de aire

Las masas de aire pueden clasificarse de acuerdo con los siguientes criterios:

- su lugar fuente (clasificación geográfica)
- su posterior trayectoria
- una clasificación dual

Las masas de aire que con mayor frecuencia llegan a la Argentina según Celemin (1984) son:

- Masa de Aire Tropical Húmeda:** Se forma en el sur de Brasil y en el noreste argentino. Se caracteriza por estar acompañada de temperaturas máximas de 25 a 30° C en invierno y de entre 33 y 40° C en verano. Los valores de humedad son muy altos. Llega a la Argentina con vientos del norte, noreste y noroeste.
- Masa de Aire Polar:** Llega desde el extremo sur del océano Pacífico, acompañada de muy bajas temperaturas. En verano las máximas temperaturas oscilan entre los 18 y 24 °C y en invierno entre los 8 y 15 °C. Llega con vientos del sur, sudeste y sudoeste.

c) **Masa de Aire Antártica:** Proveniente del continente Antártico, se observa sólo en invierno y los días más fríos del año se registran durante su presencia.

7.7 Frentes

Cuando las diferentes masas de aire se ponen en contacto, **no** se produce la “mezcla” de ambas, ya que poseen distintas propiedades físicas (temperatura, densidad, humedad y otras). En realidad, se mueven unas sobre otras y a la zona de transición entre ambas se la denomina *frente*.

Los frentes pueden ser de tres tipos: *fríos*, *calientes* y *estacionarios*. Un frente es *frío* si es la masa de aire frío la que avanza sobre la cálida y es *caliente* si es la masa de aire cálida la que avanza sobre la fría. Finalmente, si las masas de aire no se mueven, el frente es *estacionario*.

Los frentes *fríos*, avanzan de sur a norte sobre Argentina, asociados al desplazamiento de las masas de aire polar y antártica. Como la masa de aire fría es más densa que la masa de aire caliente, ésta última se ve obligada a ascender por la superficie frontal produciendo abundante nubosidad.

Las primeras nubes asociadas a los frentes fríos son los cirrostratos y los cirros, y luego una banda de nubes cumuliformes. El grado de desarrollo que alcanzan estas nubes, está condicionado por la estabilidad y el contenido de humedad de la masa de aire caliente. Si la masa de aire caliente es suficientemente inestable, las nubes alcanzan las características de cumulonimbos, con precipitaciones en forma de chaparrones (Fig. 7.9). Si la masa de aire caliente es estable, el desarrollo de los cúmulos es menor y se forma una gran masa de nubes estratiformes. Esta masa de nubes abarca una extensa franja de la superficie frontal y se extiende por detrás de la misma, pudiendo producir precipitaciones cuando el contenido de humedad es suficiente (Fig. 7.10).

La velocidad de desplazamiento de los frentes fríos varía entre los 15 y 60 km/hr, aproximadamente.

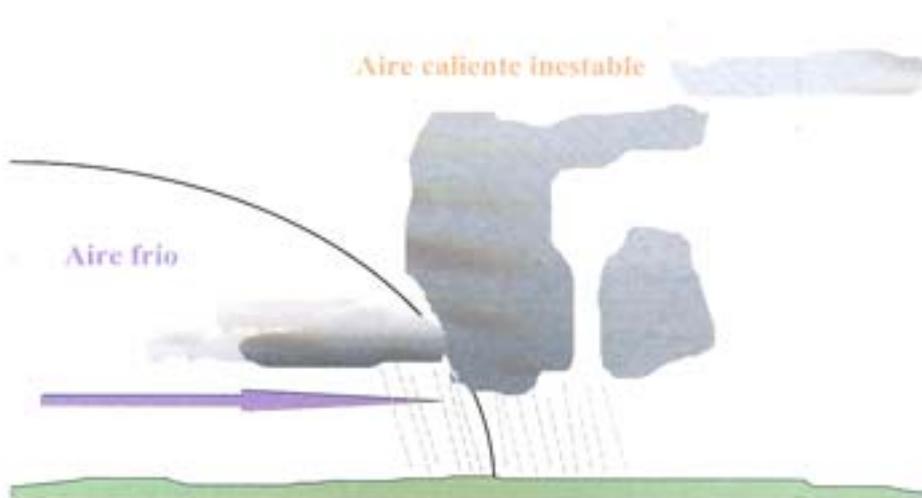


Figura 7.9
Nubosidad asociada a un frente frío, que encuentra en su desplazamiento una masa de aire más caliente e inestable.

Aire caliente estable

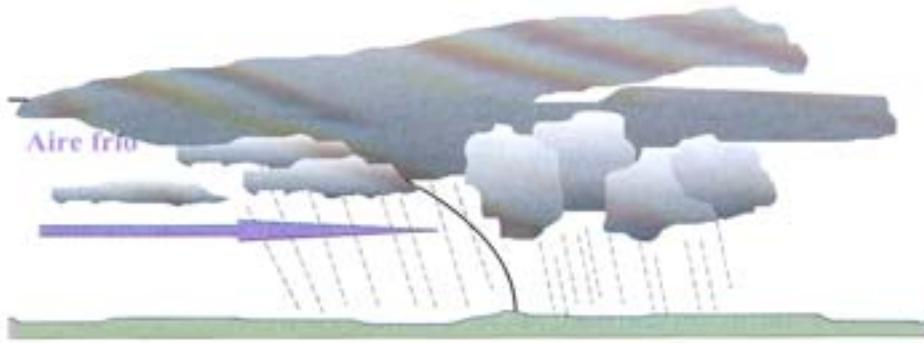


Figura 7.10

Nubosidad asociada a un frente frío, que encuentra en su desplazamiento una masa de aire más caliente y estable.

En general, el tiempo asociado al pasaje de los frentes fríos rápidos es más severo que el asociado a los que se desplazan a menor velocidad. En algunas ocasiones, algunos kilómetros por delante de los frentes fríos que avanzan rápidamente, se forman las llamadas *líneas de inestabilidad*. Éstas se extienden paralelas al frente, sobre distancias que pueden llegar a los 1000 km, y a una distancia del mismo que puede alcanzar los 300 km, aproximadamente. Las mismas se componen de numerosas celdas de tormenta que producen severas condiciones de tiempo sobre grandes extensiones.

Las criterios utilizados para detectar la presencia de un frente frío en superficie son:

- a) *Abrupto descenso de la temperatura en una distancia corta.*
- b) *Cambios importantes en el contenido de humedad del aire.*
- c) *Rotación del viento.*
- d) *Descenso de la presión durante la aproximación del frente, hasta alcanzar un mínimo durante su pasaje.*
- e) *Patrones característicos de nubosidad y precipitación.*

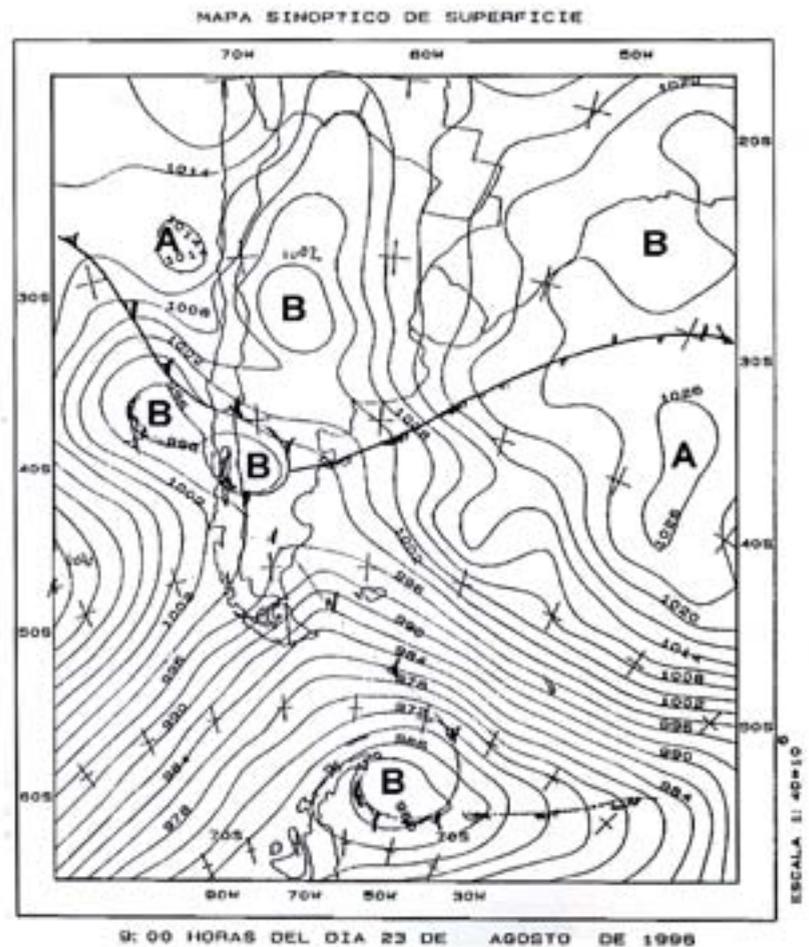


Figura 7.11

Este frente frío ingresó al continente cruzando la cordillera a la altura de Mendoza y Neuquén. Mapa elaborado por el Servicio Meteorológico Nacional, Comando de Regiones Aéreas, Fuerza Aérea Argentina.

En Argentina estos frentes fríos ingresan por el oeste, atravesando la cordillera por la zona de Mendoza y Neuquén (Fig. 7.11), o desde el sur y suroeste, desplazándose sobre la Patagonia (Fig. 7.12).

Los frentes *calientes* afectan al norte y centro de la Argentina y al Uruguay. Otra vez, es el aire caliente el que asciende por la superficie frontal, que en este caso tiene una menor pendiente que en el anterior. Ante la presencia de estos frentes el cielo comienza a nublarse con Cirrostratos, la nubosidad se va espesando hasta que llegan los Nimbostratos, que producen lloviznas y lluvias (Fig. 7.13). Si la masa de aire caliente es inestable, se forman Cumulonimbos asociados a tormentas (Fig. 7.14).

La velocidad de desplazamiento de los frentes calientes es menor que la de los frentes fríos. La precipitación asociada a los frentes calientes abarca áreas muy extensas, pudiendo comenzar a producirse a grandes distancias por delante del frente (hasta 500 km, aproximadamente). Los frentes calientes y húmedos son beneficiosos durante las temporadas de incendios debido a que la abundante precipitación que producen en forma de lluvias y lloviznas, aumenta considerablemente el contenido de humedad de los combustibles.

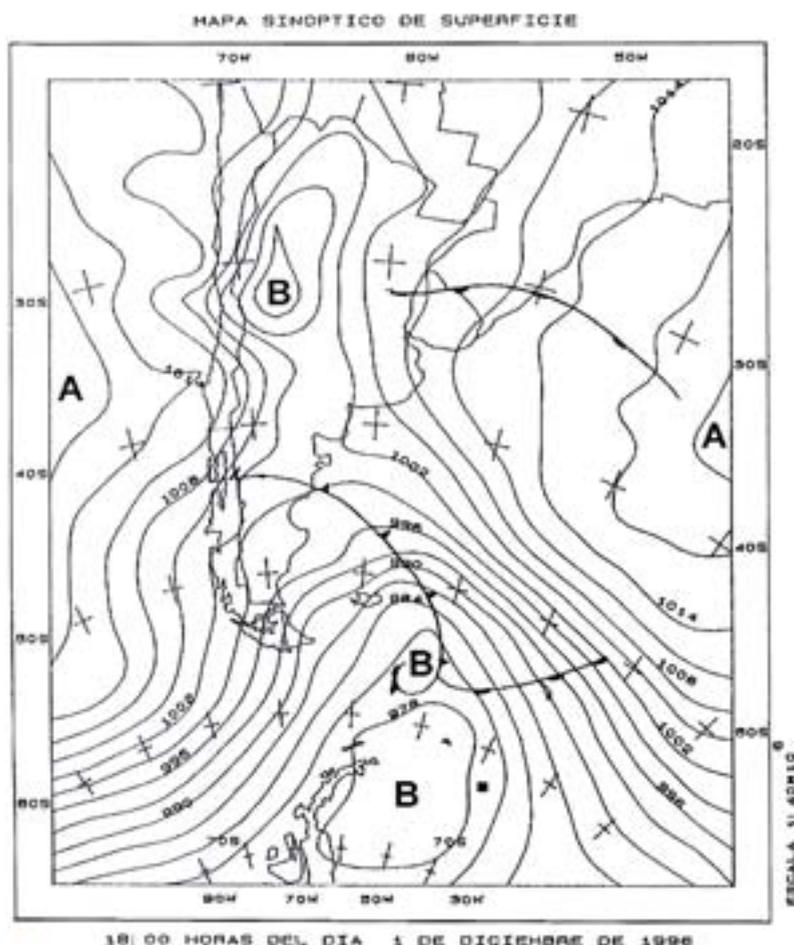


Figura 7.12
Este frente frío ingresó al continente por la Patagonia. Mapa elaborado por el Servicio Meteorológico Nacional, Comando de Regiones Aéreas, Fuerza Aérea Argentina.

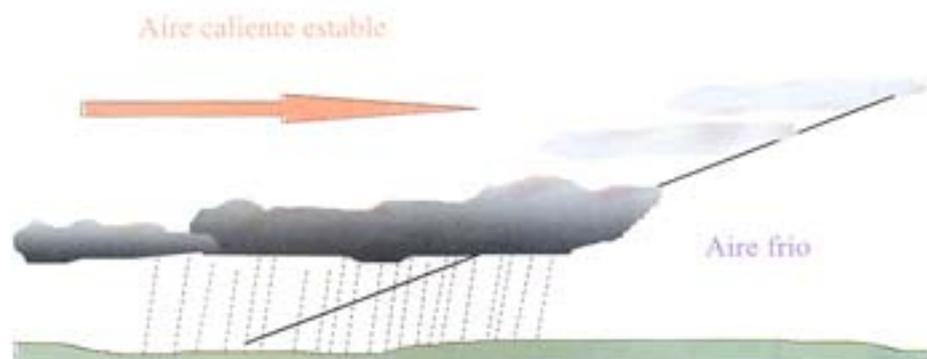


Figura 7.13
Nubosidad asociada a un frente cálido, cuando la masa de aire caliente es estable.

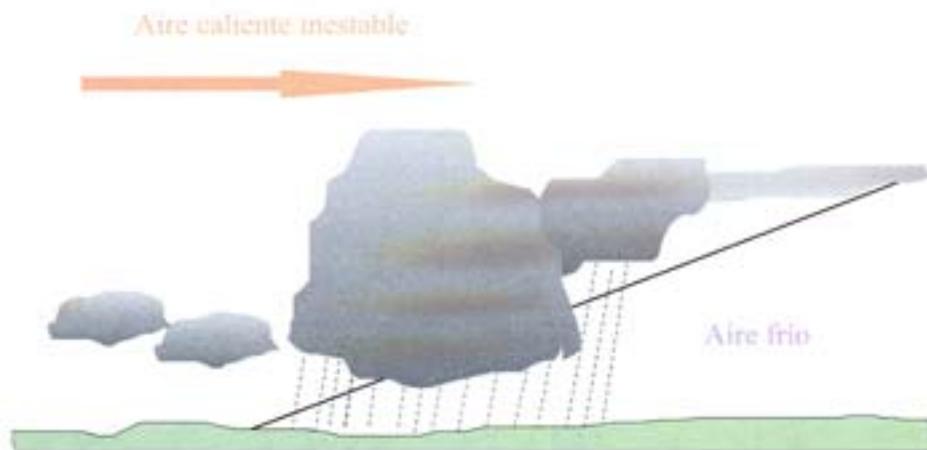


Figura 7.14
Nubosidad asociada a un frente caliente, cuando la masa de aire caliente es inestable.

Los criterios para determinar la presencia del frente caliente son:

- a) *Leve ascenso de la temperatura.*
- b) *Rotación del viento del sur o sudeste al norte o noreste.*
- c) *Descenso de la presión antes del pasaje del frente. Después del pasaje del frente, la presión asciende levemente y luego vuelve a descender.*
- d) *Aumento de humedad.*
- e) *Presencia de patrones característicos de nubosidad y precipitación.*

Los frentes calientes avanzan sobre Argentina provenientes del sur de Brasil y Paraguay (Fig. 7.15), llegando al Río de la Plata en 3 o 4 días.

Los frentes estacionarios, como su nombre lo indica, no tienen movimiento. El cielo está claro o parcialmente nublado y no se produce precipitación, cuando el aire

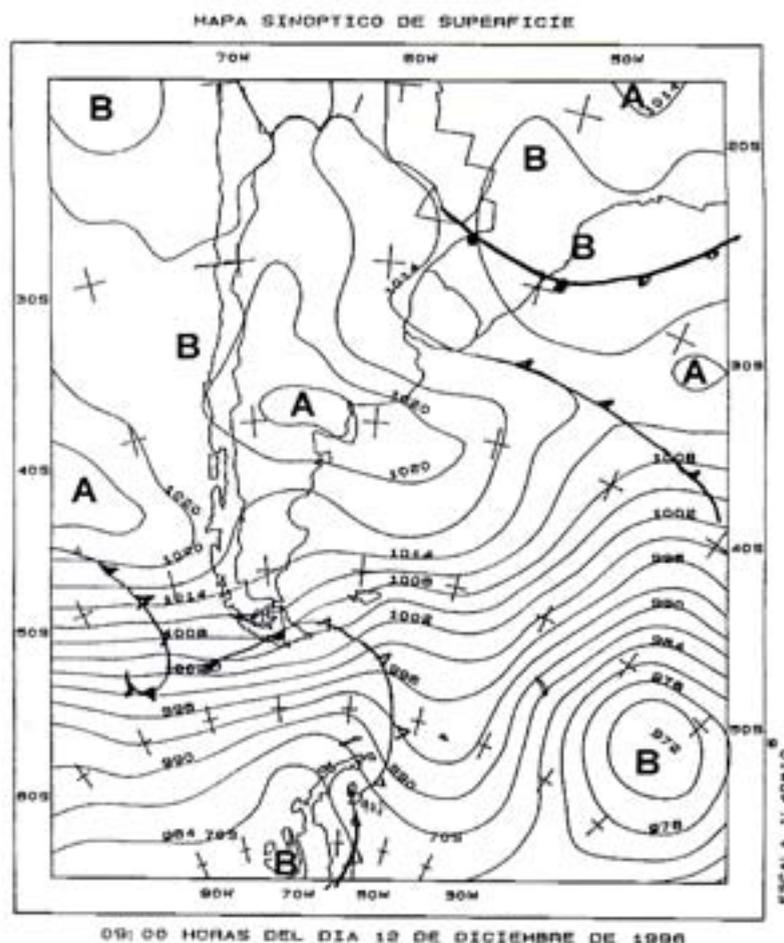


Figura 7.15
En el norte de nuestro país, se observa el ingreso de un frente caliente proveniente de Brasil y Paraguay. Mapa elaborado por el Servicio Meteorológico Nacional, Comando de Regiones Aéreas, Fuerza Aérea Argentina

caliente logra trepar la pendiente, se pueden producir lluvias ligeras. En cuanto alguna de las dos masas de aire logra moverse el frente ya no es estacionario y se transforma en frío o caliente, dependiendo de cual sea la masa de aire en movimiento.

Resumen

Los distintos fenómenos que se desarrollan en la atmósfera se clasifican teniendo en cuenta la duración y las dimensiones del área que afectan. Encontramos así fenómenos de *microescala*, *mesoescala*, de escala *sinóptica* y de escala *global o planetaria*.

En una tierra homogénea, los vientos serían paralelos a los círculos de latitud. Como consecuencia de la heterogeneidad de la superficie terrestre, se forman centros ciclónicos y anticiclónicos alrededor de los cuales se desplaza el aire con una velocidad y dirección determinadas por diversas fuerzas como son la fuerza de presión, la fuerza de Coriolis, la fuerza centrífuga y la fuerza de fricción. El efecto de esta última se va debilitando con la altura.

Las regiones de vientos débiles y superficie homogénea permiten la formación de masas de aire. A medida que las masas de aire se desplazan de una región a otra, se ven afectadas por las propiedades de la superficie subyacente. A la zona de transición entre dos masas de aire se la denomina *frente*. Los frentes se clasifican en: fríos, calientes y estacionarios. Por producir cambios en el viento, por estar frecuentemente asociados a nubes de tormenta y por causar en muchos casos precipitaciones, el pasaje de los frentes sobre el área donde se desarrolla un incendio origina importantes cambios en el comportamiento del mismo.

Capítulo 8

**El viento
que percibimos**

El viento que percibimos

En el capítulo anterior explicamos cuáles son las fuerzas que actúan sobre el aire, poniéndolo en movimiento y determinando la dirección y velocidad del viento. Vimos que, como resultado del calentamiento diferencial entre las regiones ecuatoriales y polares, se origina una circulación general que da lugar a vientos de gran escala, con direcciones preferenciales para las distintas latitudes. Vamos a analizar ahora, como el viento de gran escala se “suma” a otros de escalas más pequeñas para dar lugar al viento que finalmente percibimos.

8.1 Vientos generales

Vamos a llamar vientos *generales* o de *escala sinóptica*, a aquellos que responden a la presencia de los grandes centros de presión. Un ejemplo es el viento conocido como *Pampero*, que sopla del sudoeste en la región del Río de la Plata; la ocurrencia de este viento está asociada a la presencia simultánea de un anticiclón en el centro de Argentina y de un centro de baja presión sobre el océano Atlántico, al sudeste de la costa bonaerense (Celemin 1984).

En altura, donde los movimientos del aire no están afectados por las características de la superficie terrestre, el movimiento responde a estos grandes sistemas de presión. Como dijimos en el capítulo anterior, se considera que por encima de los 1000 m los efectos de la superficie no afectan significativamente a los movimientos del aire y el viento que tiene lugar por encima de dicho nivel se denomina *viento de altura*.

A medida que descendemos, los vientos generales son afectados por las características del terreno y se superponen con circulaciones de menor escala generadas por la heterogeneidad de la superficie.

8.1.1 Vientos frontales

Los cambios en el viento que acompañan al pasaje de un frente, responden a las características y desplazamiento de campos de presión de escala sinóptica.

Los frentes se ubican a lo largo de los ejes de vaguada, donde la presión es mínima, comparada con el entorno. Como ejemplo, en la figura 8.1 se muestra una vaguada a lo largo de la cual se ubica un frente frío. Dado que el viento se desplaza en sentido horario alrededor de los centros de baja presión, en nuestro ejemplo, una persona que se encuentre ubicada en la posición “a” percibirá viento del noroeste mientras que, una persona ubicada en la posición “b”, percibirá viento del sudoeste. Si el frente avanza en la dirección del punto “a”, después de algún tiempo el eje de la vaguada habrá cruzado la posición “a”, y la persona allí ubicada percibirá el viento de dirección sudoeste, tal como antes lo hacía la persona ubicada en “b”. Con el pasaje del frente, el observador percibirá una rotación en la dirección del viento.

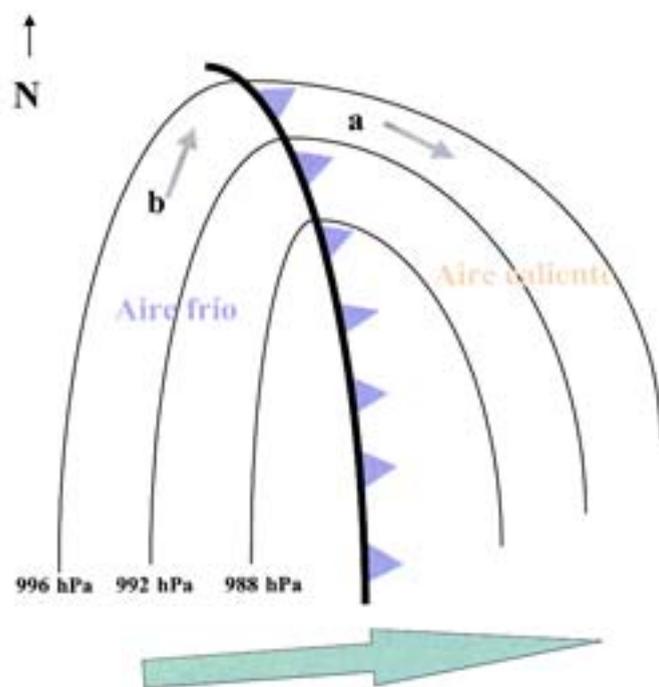


Figura 8.1
Rotación en la dirección del viento asociada al pasaje de un frente.

En algunos casos, cuando el aire es seco y el pasaje del frente no está acompañado de la nubosidad característica, la rotación del viento es el único signo que se percibe a simple vista.

8.1.2 Efectos del relieve montañoso

Las regiones montañosas, de topografía compleja, son la máxima expresión de la rugosidad de la superficie y causan grandes perturbaciones en el flujo de aire. Vamos a analizar ahora algunos de los efectos de este tipo de terreno sobre el comportamiento de los vientos generales:

- La presencia de valles y cañadones produce la “canalización” del aire, desviándolo de su dirección original. El viento resultante en la superficie sigue los ejes longitudinales de los valles, de acuerdo con la componente del viento de altura paralela al eje del valle (Dunn 1994). Por ejemplo, en un valle de orientación norte-sur, vientos de altura del sudoeste producirían viento sur en el fondo del valle, mientras que vientos de altura del noroeste producirían viento norte. Un aspecto significativo de esta situación es que una pequeña rotación del viento de altura, podría producir un giro de 180° en el viento observado en el fondo del valle (Fig. 8.2).
- Cuando el viento atraviesa espacios estrechos, como gargantas y desfiladeros, su velocidad aumenta.
- A sotavento de las cumbres, se producen torbellinos como consecuencia de la turbulencia mecánica

que se genera. El número y dimensiones de estos torbellinos es mayor cuanto mayor es la altura de las montañas, cuanto más pronunciada es su cima y más alta la velocidad del viento. La mayoría de estos torbellinos son de eje horizontal, aunque pueden formarse también torbellinos de eje vertical (Schroeder y Buck 1970).

- La presencia de estos torbellinos, no solamente puede afectar al comportamiento de incendios que se estén desarrollando sobre la ladera a sotavento, sino que también presentan un alto riesgo para las operaciones aéreas.
- Cuando en una atmósfera estable, vientos de velocidad moderada a fuerte cruzan cordones montañosos, se generan perturbaciones en el flujo (Fig. 8.3), conocidas como ondas de montaña, que pueden extenderse hasta grandes alturas y por varios cientos de kilómetros a sotavento del cordón montañoso. Son estas perturbaciones las que frecuentemente dan lugar a la formación de las nubes lenticulares (Fig. 8.4). En las laderas ubicadas a sotavento se pueden percibir fuertes vientos descendentes y se forman torbellinos de eje paralelo al cordón montañoso. Estos torbellinos pueden repetirse hasta grandes distancias a sotavento del cordón montañoso, aunque su tamaño va disminuyendo a medida que la distancia a las montañas se hace mayor. Las nubes de rotor, están asociadas a este fenómeno.

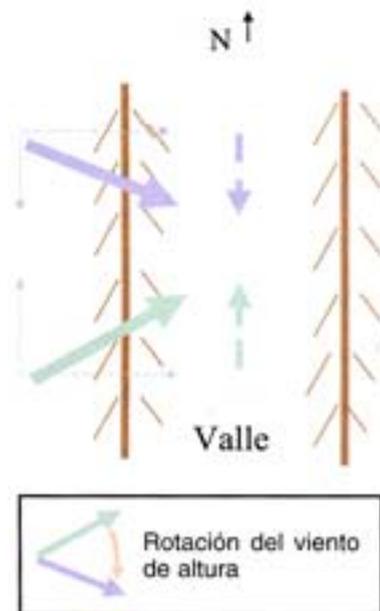


Figura 8.2

La rotación del sudoeste al noreste del viento de altura (línea sólida), genera una rotación de 180° en el viento de superficie (línea punteada) en el fondo de un valle con eje sur-norte.

- Las discontinuidades en el terreno, como bordes de acantilados, bardas o paredes de cañadones, también dan lugar a la formación de torbellinos. Por ejemplo, si el viento se desplaza a través de una meseta, de manera que la barda queda protegida del flujo general de aire, a sotavento pueden formarse grandes torbellinos estacionarios, que generan fuertes desórdenes en el viento a sotavento de la misma (Fig. 8.5).
- El viento que fluye a lo largo de los cañadones tiende a ser muy turbulento, debido a la fricción con las paredes del mismo y con sus bordes. La forma del lecho del cañadón también afecta al comportamiento turbulento del aire; aquéllos que presentan ondulaciones tienden a aumentar el efecto de turbulencia.

Turbulencia mecánica y térmica

El flujo de aire en las proximidades de la superficie, puede compararse con el flujo de agua en un río. Si colocamos un obstáculo en la corriente, a su alrededor se forman remolinos. A mayor tamaño del obstáculo y mayor velocidad de la corriente, mayor es el tamaño de los remolinos.

Los movimientos irregulares que se producen en el flujo de aire como consecuencia de la presencia de obstáculos, se conocen como 'turbulencia mecánica'.

Los desórdenes en el movimiento del flujo de aire causados por el calentamiento de la superficie, se conocen como 'turbulencia térmica'.

Figura 8.3

La presencia de cordones montañosos genera perturbaciones en el flujo de aire que, en este caso, se reflejan en la forma de las nubes.

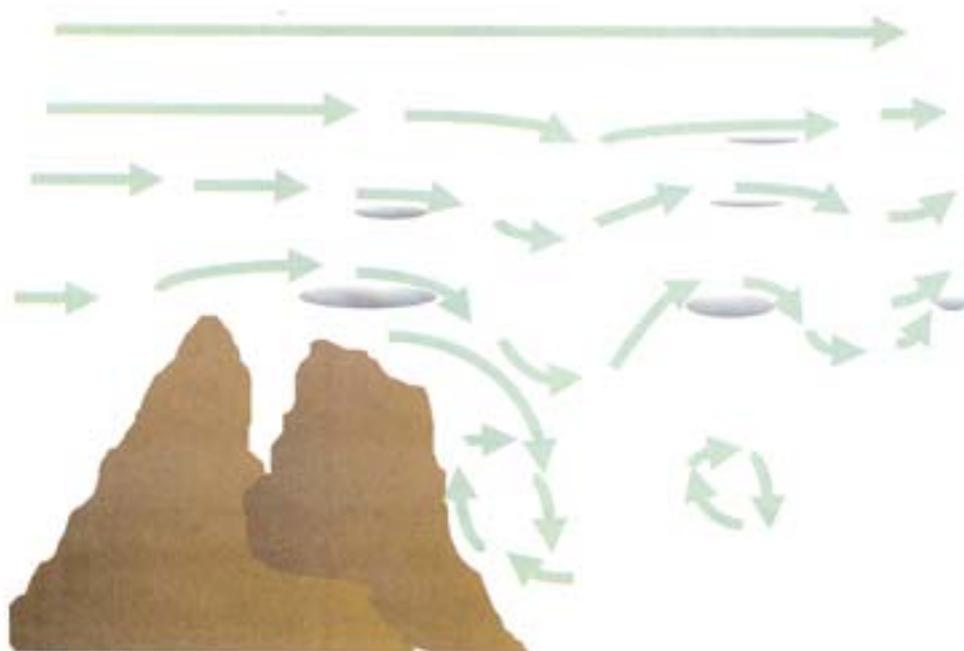
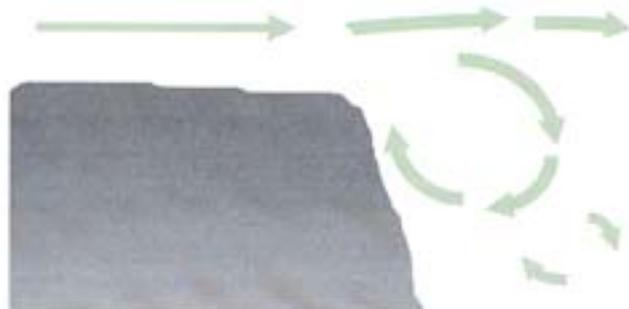


Figura 8.4

Los cordones montañosos generan perturbaciones en el viento, cuyos efectos pueden percibirse hasta grandes distancias a sotavento.

Figura 8.5

A sotavento de las bardas y acantilados se forman grandes torbellinos.



- *Las horquetas y sillas, son puntos críticos para la formación de torbellinos y de extrema complejidad para predecir el comportamiento del viento.*

8.1.3 Efectos de los pequeños obstáculos

Los pequeños obstáculos presentes sobre la superficie terrestre, como árboles y estructuras edilicias, producen variaciones en la velocidad y dirección del viento. Estas variaciones están relacionadas con el tamaño y la forma de los mismos.

Por ejemplo, la presencia de vegetación altera la dirección y velocidad del viento, contribuyendo a la formación de torbellinos. A sotavento de los troncos de los árboles, se forman pequeños remolinos que alteran el comportamiento de los fuegos de superficie. El mismo efecto se produce en las discontinuidades presentadas por la cobertura vegetal en la transición a las abras, aunque en este caso los remolinos son de mayores dimensiones.

8.2 Viento Foehn

El viento *Foehn* está asociado a la presencia de cordones montañosos. En la mayoría de las regiones montañosas se observan vientos que luego de atravesar las montañas, descienden extremadamente calientes y secos. El nombre *Foehn* es originario de la región de los Alpes, donde este efecto fue estudiado por primera vez; en otros países recibe nombres locales como *Chinook*, en Estados Unidos, o *Zonda*, en Argentina.

La ocurrencia del fenómeno Foehn, está asociada a la ocurrencia de un intenso centro de alta presión a un lado de las montañas, y de otro centro intenso de baja presión en el lado opuesto. El fuerte gradiente de presión genera el desplazamiento de aire, el cual es obligado a ascender para cruzar el cordón montañoso.

Durante el ascenso, el aire se enfría mediante un proceso adiabático seco. Si el contenido de humedad es suficiente, el aire alcanza el nivel de condensación por ascenso y comienzan a formarse nubes orográficas que pueden estar acompañadas de precipitación. A partir del nivel de condensación por ascenso, el enfriamiento del aire continúa por un proceso adiabático saturado.

A sotavento de las montañas, el aire desciende mediante un proceso adiabático seco, llegando a la superficie mucho más caliente y seco de lo que se encontraba inicialmente (Fig. 8.6).

En Argentina, el viento Zonda se desarrolla en el faldeo oriental de la cordillera de los Andes, a lo largo de una franja que se extiende desde Neuquén hasta Jujuy. La mayoría de los casos de viento

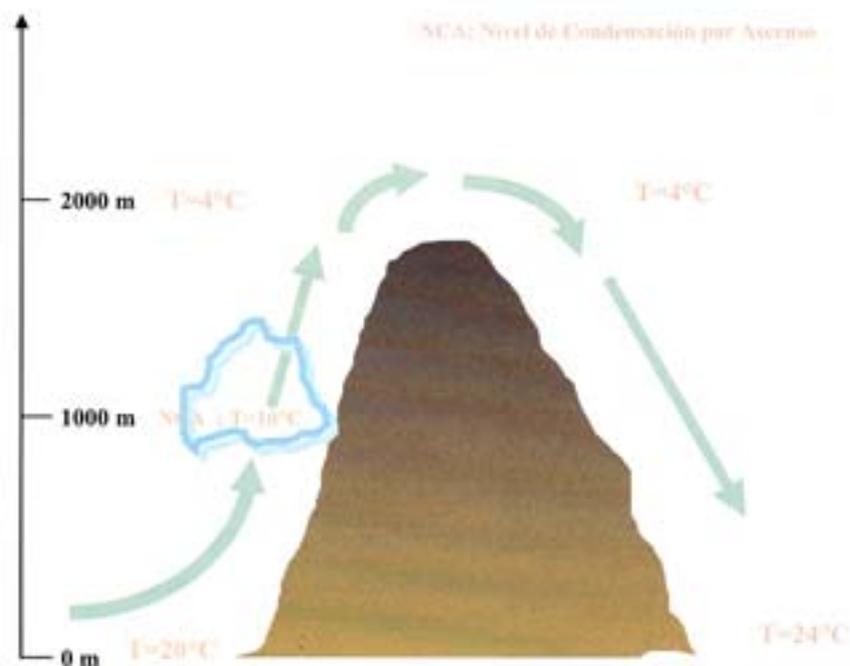


Figura 8.6
 Cuando el aire, forzado a ascender por la presencia de cadenas montañosas, desciende a sotavento extremadamente caliente y seco.

Zonda, se registran durante el período comprendido entre los meses de mayo a noviembre (Servicio Meteorológico Nacional 1985). La extrema sequedad y altas temperaturas que lo acompañan, hacen que las condiciones sean de extremo riesgo para los incendios rurales. Por otra parte, su aparición **imprevista** aumenta la peligrosidad que presentan por causar cambios **repentinos** en la velocidad y dirección del viento.

Una situación de alto riesgo se presenta cuando el efecto foehn comienza a disiparse y ganan fuerza otros vientos locales. Esto produce un cambio en la dirección del viento, en un ambiente muy caliente y seco. Dado que en Argentina se producen numerosos incendios al este de la cordillera de los Andes, es conveniente consultar con meticulosidad la probable aparición del Zonda.

8.3 Vientos locales o convectivos

Las diferencias de temperatura que se generan entre superficies próximas, dan origen a diferencias de presión y movimientos convectivos, generando circulaciones de aire a las que se conoce como *vientos locales o convectivos*. Por sus dimensiones espaciales y temporales, los vientos locales son considerados fenómenos de mesoescala.

El estudio de estos vientos es muy complejo debido a su interacción con vientos de otras escalas y a los efectos mecánicos inducidos por la topografía. Los vientos locales pueden ser intensificados, suavizados o eliminados por la presencia de vientos de los que llamamos vientos generales o de escala sinóptica.

Dado que los vientos locales se originan por diferencias de temperatura entre superficies adyacentes, su intensidad depende de todos aquellos factores ambientales que afectan el calentamiento y enfriamiento de la superficie terrestre, como son la topografía y la cobertura vegetal, entre otros ya mencionados en capítulos anteriores. La mayor diferencia de temperatura entre áreas próximas favorece el desarrollo de circulaciones convectivas de mayor intensidad.

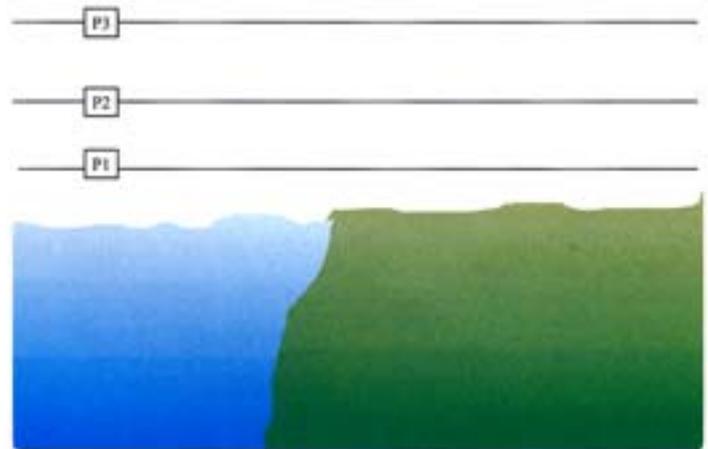


Figura 8.7
Inicialmente las superficies isobáricas son paralelas.

8.3.1 Brisas de mar y tierra

En las regiones costeras, las diferentes temperaturas entre la superficie continental y la superficie del mar, dan lugar a las denominadas *brisas de mar y tierra*. Cuando comienza el calentamiento solar, la superficie de la tierra alcanza temperaturas más altas que la superficie del agua (en latitud medias esto se produce generalmente en primavera, verano y comienzos de otoño).

Supongamos que antes de comenzar el calentamiento del suelo, las isobaras se distribuyen como muestra la figura 8.7, de modo tal que a una misma altura no hay diferencias en la presión.

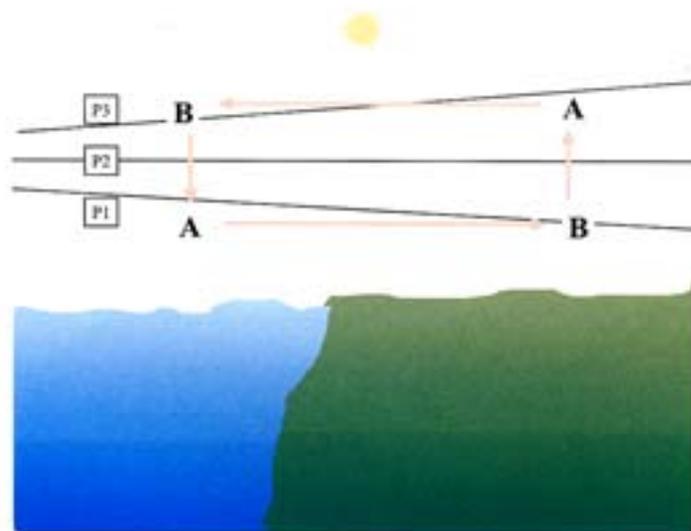


Figura 8.8
Durante el día, el mayor calentamiento de la superficie continental genera una circulación conocida como "brisa mar".

Cuando comienza el calentamiento solar, la columna de aire sobre el continente se expande más, como consecuencia del mayor calentamiento, y se genera un campo de presión como el que se muestra en la figura 8.8. El gradiente de presión que se origina, en altura ocasiona el desplazamiento de aire en dirección al mar, donde desciende generando un aumento de presión sobre la superficie del agua. En superficie, el aire se desplaza en dirección al continente donde la presión es menor y luego asciende por convección.

Se genera así, una circulación cerrada con viento de superficie dirigido del

agua al continente e invertido en niveles más altos (ver fig. 8.8). Este fenómeno puede producir la formación de nubes convectivas. Una vez establecida la brisa, comienza a actuar la fuerza de Coriolis y el flujo de aire que inicialmente estaba dirigido del mar hacia el continente, es desviado hacia la izquierda hasta formar con la costa un ángulo de aproximadamente 45°.

La brisa de mar comienza en las últimas horas de la mañana o primeras horas de la tarde y persiste hasta poco después de la puesta del sol. El efecto se siente primero en las cercanías de la costa y luego va penetrando en el continente. En tierra, la penetración de la brisa puede variar entre unos pocos kilómetros en las costas montañosas, y hasta aproximadamente 150 km en las llanuras (Servicio Meteorológico Nacional 1987).

El desarrollo de la brisa de mar origina cambios en la dirección del viento y, además, en las características de humedad y temperatura del aire que llega al continente. La llegada del *frente de brisa*, puede causar un descenso de la temperatura de varios grados.

La velocidad típica de la brisa de mar varía entre 15 y 30 km/hr, pudiendo alcanzar velocidades mayores a medida que se hace mayor la diferencia de temperatura entre el continente y el mar. Sobre la costa, donde el gradiente de presión es más fuerte, se producen los vientos de mayor intensidad, que luego disminuyen al internarse en el continente.

En algunos casos la llegada del frente de brisa, puede estar acompañada del desarrollo de tormentas eléctricas y vientos muy variables en velocidad y dirección (características similares a las del paso de un frente frío).

Durante la noche, la tierra se enfría más rápidamente que el mar y la circulación se invierte (brisa de tierra) (Fig. 8.9). La brisa de tierra comienza generalmente dos o tres horas después de la puesta del sol. Su intensidad es menor a la de la brisa de mar, por ser menor la diferencia de temperaturas entre ambas superficies.

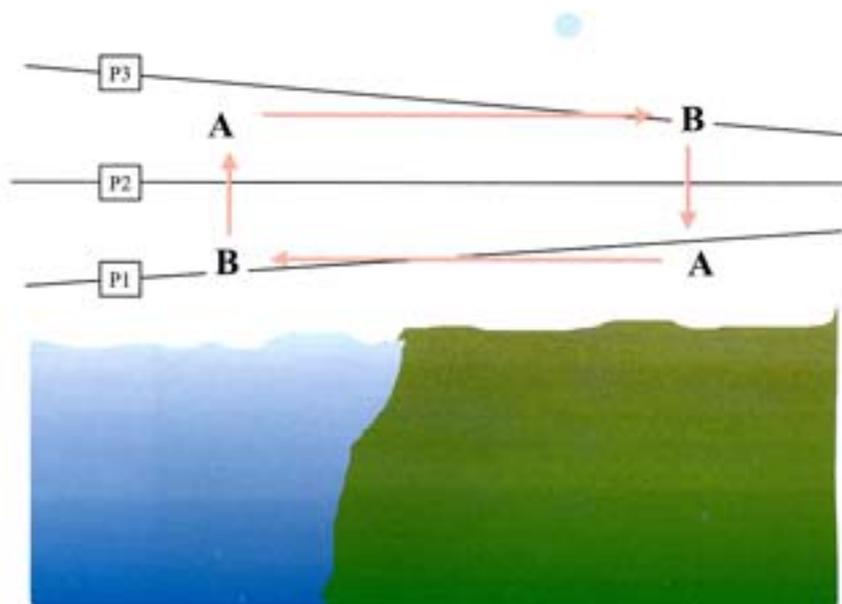


Figura 8.9

Durante la noche, el mayor enfriamiento de la superficie continental genera una circulación conocida como "brisa de tierra".

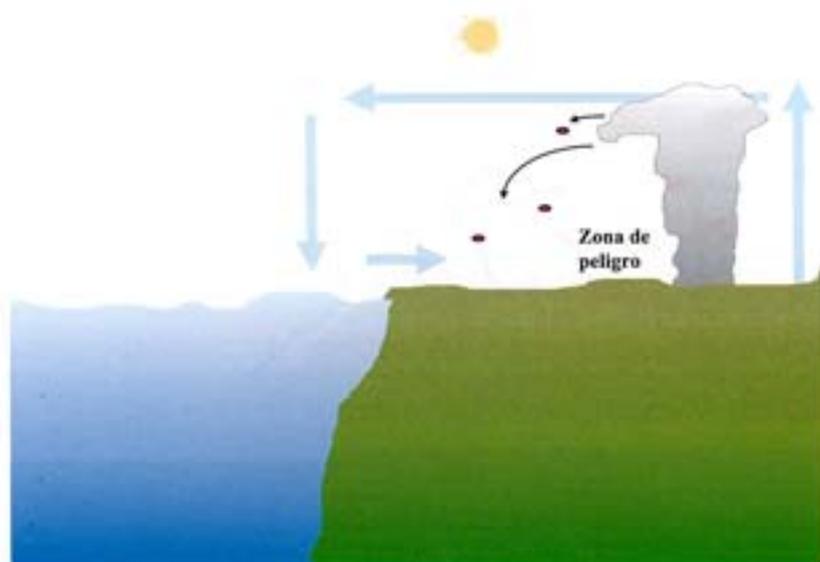


Figura 8.10

La circulación invertida en altura puede transportar pavesas que generen focos secundarios detrás del frente principal.

Un fenómeno similar, aunque de menor intensidad, se desarrolla en las costas de los lagos, y se denomina *brisa de lago*. Estudios realizados en el lago Michigan, USA, mostraron el desarrollo de fenómenos de este tipo con casos donde el efecto se percibía hasta 19 km de la costa (Ryznar y Touma 1981).

El fenómeno de brisa de mar, presenta un serio peligro para los incendios que se desarrollan en regiones costeras por diversos motivos:

- *La llegada del frente de brisa, además de producir un cambio repentino en la dirección del viento, está asociada a vientos arrachados en superficie que pueden dificultar el control de las líneas.*
- *El ascenso de aire sobre la superficie continental, favorece el desarrollo de la columna de convección.*
- *La columna de convección puede alcanzar el nivel de la circulación inversa de altura. En este caso, el viento puede llevar pavesas hacia la costa y generar nuevos frentes que se desplazarían en la misma dirección que el frente principal, llevados por el viento de superficie. El área ubicada entre ambos frentes es de alto riesgo para el personal afectado al combate (Arenhs 1994) (Fig. 8.10).*
- *Aumenta la probabilidad de formación de nubes de tormenta.*
- *La rotación de la brisa por el efecto de Coriolis, podría cambiar las características de temperatura y humedad del aire sobre la zona donde se desarrolla el incendio; esto depende de la configuración de la costa en cada caso.*

8.3.2 Brisas de pendiente y brisa de valle

Los sistemas de viento en las regiones montañosas son extremadamente complejos. En algunos casos los vientos asociados a sistemas de presión de escala sinóptica, y canalizados por la topografía, dominan el flujo de aire en superficie. Cuando el efecto de estos sistemas se debilita, comienzan a tener mayor importancia los vientos que se desarrollan por diferencias locales de temperatura.

Durante el día, las laderas de las montañas aumentan su temperatura por efecto del calentamiento solar. El aire próximo a la superficie alcanza temperaturas mayores que el aire que se encuentra alejado de la ladera. La diferencia de temperatura genera una diferencia de presión entre el aire adyacente a la ladera y el aire más alejado de la misma. Como consecuencia de esta diferencia de presión, se genera una fuerza de presión que da origen a la circulación que llamamos *brisa de pendiente*. En las proximidades de la ladera comienza la convección y se genera un flujo de aire ascendente y paralelo a la misma. El espesor de la capa afectada por este movimiento aumenta con la altura alcanzando la mayor profundidad y turbulencia en las proximidades de las cimas (Fig. 8.11). Este efecto comienza a sentirse temprano por las mañanas, cuando las laderas comienzan a recibir radiación solar. Las brisas se desarrollan primero en las laderas con exposición este y por la tarde temprano son más fuertes en las laderas con exposición noroeste (en el hemisferio sur). Su velocidad varía aproximadamente entre los 5 y 12 km/hr.

Cuando cesa la radiación directa, se produce un período durante el cual la brisa se va debilitando y luego hay un período de



Figura 8.11
Durante el día, el mayor calentamiento de la superficie de las laderas genera una circulación conocida como "brisa ascendente de pendiente".

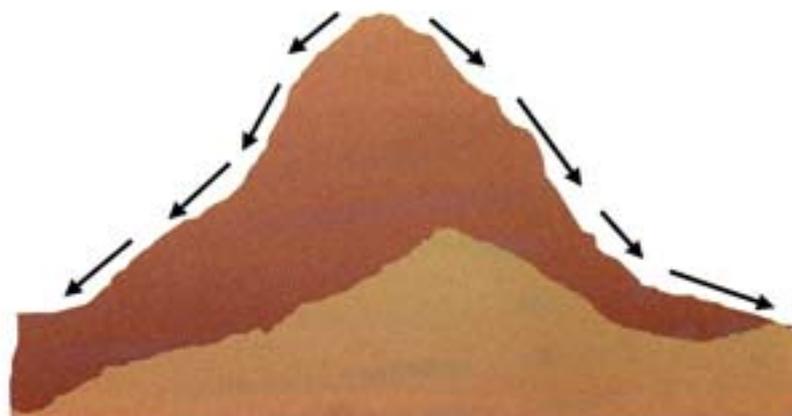


Figura 8.12
Durante la noche, la brisa de pendiente desciende a lo largo de las laderas.



Figura 8.13

La dirección de desplazamiento del humo indica que el viento tiene distinta dirección en las exposiciones que reciben radiación solar, con respecto a aquellas que se encuentran a la sombra. Fotografía atención del Dr. H. del Valle.

calma. Al comenzar el enfriamiento nocturno de la superficie, el aire frío y denso comienza a descender paralelo a las laderas. Este flujo nocturno descendente afecta una capa menos profunda, es menos turbulento y su velocidad varía entre 3 y 8 km/h aproximadamente (Fig. 8.12).

Al igual que en el caso de la brisa ascendente, la brisa descendente no comienza simultáneamente en todas las laderas, sino que lo hace primero en aquellas con exposición este. En las últimas horas de la tarde, cuando la radiación solar todavía incide sobre las exposiciones oeste, la brisa puede ser ascendente en una ladera y descendente en otra (Fig. 8.13).

La presencia de valles y cañadones da lugar a otra circulación convectiva denominada *brisa de valle*. La brisa de valle se desplaza a lo largo de los ejes longitudinales de los valles, y tiene su origen en las diferencias de temperatura entre el aire contenido por los valles y la temperatura del aire de las planicies adyacentes. Durante el día, el aire contenido en los valles alcanza mayor temperatura que el aire en planicies próximas debido a que las paredes del valle protegen al aire del flujo general, como así también debido al calentamiento del aire en contacto con las laderas.

El aire más caliente, tiende a ascender hacia la parte superior del valle (Fig. 8.14). Este efecto comienza en las últimas horas de la mañana o temprano en la tarde y alcanza su máximo desarrollo a media tarde o después. La velocidad alcanzada es de 16 a 24 km/h aproximadamente.

Por la noche este efecto empieza a invertirse, la transición es gradual y el aire frío comienza a descender, acumulándose en el fondo del valle y favoreciendo el desarrollo de inversiones térmicas. Su velocidad es de aproximadamente de 8 a 16 km/h.

Como resultado de la suma de los efectos de pendiente y valle, la dirección del viento sufre

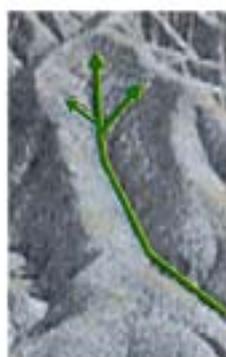


Figura 8.14

Durante el día, el aire más caliente asciende a lo largo de los ejes longitudinales de los valles.



Figura 8.15

Ciclo diario de brisas de pendiente y valle en un punto. (a) Por la mañana, con el calentamiento de la ladera por radiación solar, se desarrolla una brisa ascendente por la pendiente. (b) En las primeras horas de la tarde ya se ha desarrollado la brisa de valle, la cual se superpone a la brisa de pendiente y genera viento cruzado en la ladera. (c) Después de la puesta del sol, el efecto de brisa ascendente del valle comienza a debilitarse y la brisa de pendiente es descendente. (d) En el transcurso de la noche se intensifica el efecto de brisa de valle descendente que se suma al flujo de aire descendente por la ladera.



importantes cambios en el transcurso de un día (Fig. 8.15). Este ciclo diario puede ser modificado por la presencia de vientos de mayor escala.

8.4 Viento de superficie y viento de media llama

Cuando hablamos de viento *de superficie*, nos referimos al viento observado en las estaciones meteorológicas de superficie. La velocidad y dirección del viento de superficie se mide mediante anemómetros y veletas respectivamente, instalados en mástiles a 10 metros de la superficie para evitar la influencia de la vegetación u otros obstáculos.

El viento de superficie sufre variaciones muy rápidas en el espacio y en el tiempo. Por este motivo, es recomendable que la observación de su velocidad y dirección no sea instantánea, sino que se haga el promedio de observaciones sobre algunos minutos (diez minutos, según las normas internacionales).

Como vimos, las características topográficas del lugar específico donde nos

Dirección del viento

La dirección del viento se define por el punto cardinal de donde éste proviene. La rosa de los vientos determina dieciséis direcciones, considerando aquellas principales e intermedias.

Para fines técnicos se recurre a una escala sexagesimal que va de 0° a 360°, comenzando por el norte en el sentido de las agujas del reloj.

N	0° ó 360°	S	180°
NNE	22,5°	SSO	202,5°
NE	45°	SO	225°
ENE	67,5°	OSO	247,5°
E	90°	O	270°
ESE	112,5°	ONO	292,5°
SE	135°	NO	315°
SSE	157,5°	NNO	337,5°

Grado Beaufort	Descripción	Efectos	Velocidad (km/hr)
0	Calma	El humo sube verticalmente	< 1
1	Ventolina	El humo se desvía, las veletas no.	1-5
2	Suave	Se percibe el susurrar de las hojas; las veletas se mueven por la acción del viento; el viento se percibe en la cara.	6-11
3	Leve	Las hojas, pequeñas ramas de las plantas, y papeles se mueven constantemente; las banderas se extienden ligeramente.	12-19
4	Moderado	Se levantan papeles sueltos y polvo; las ramas de árboles se mueven.	20-28
5	Regular	Se agita el ramaje de pequeños árboles; en lagos y estanques se forman pequeñas olas con cresta.	29-38
6	Fuerte	Se mueven las ramas grandes de los árboles; se oye el silbido que el viento provoca en los cables; es difícil usar el paraguas.	39-49
7	Muy fuerte	Las copas de los árboles se mueven totalmente; es difícil trabajar o moverse bajo el viento	50-61
8	Temporal	Se quiebran ramitas de los árboles; es imposible caminar.	62-74
9	Temporal fuerte	Ocurren ligeros daños en las estructuras edilicias.	75-88
10	Temporal muy fuerte	Rara vez experimentado; se ven árboles con raíces arrancadas; ocurren considerables daños en las estructuras.	89-102
11	Tempestad	Muy raramente experimentado y ocasiona considerables daños por doquier.	103-117
12	Huracán	Sin especificación.	118 y en incremento

Tabla 8.1

Escala Beaufort para la estimación de la velocidad del viento.

interesa conocer el viento, pueden hacer que éste difiera considerablemente del observado en la estación meteorológica más próxima. El conocimiento de cómo las características locales afectan al comportamiento del viento, ayuda a comprender la representatividad de los datos que recibimos. En caso de no contar con mediciones de viento, su velocidad puede estimarse mediante indicadores visuales (Tabla 8.1).

A medida que nos acercamos a la superficie terrestre, la velocidad del viento se va reduciendo por efecto de la fricción, hasta hacerse nula a nivel del suelo. La rugosidad del suelo y la presencia de vegetación, aumentan la fricción causando una mayor disminución en la velocidad del viento.

Para predecir el comportamiento del fuego, necesitamos conocer el viento que se percibe a la altura de las llamas. Este es el viento que controla el desplazamiento del frente de llamas y que se conoce como viento de *media llama*. La velocidad del viento de media llama es generalmente menor que la del viento de superficie, aunque puede haber excepciones como sucede, por ejemplo, cuando el viento descendiente de pendiente se desplaza debajo de un dosel mientras que a 10 m de altura el

Exposición de los combustibles	Factor de ajuste
Expuestos Combustibles directamente expuestos al viento, sin dosel superior ó debajo de árboles muy separados; combustibles ubicados debajo de árboles que han perdido el follaje; combustibles ubicados debajo de un dosel superior pero cerca de claros del bosque; combustibles ubicados en las proximidades de las cumbres, donde los árboles ofrecen poca protección del viento.	0,4 - 0,6
Parcialmente protegidos Combustibles ubicados debajo de bosque en parches; combustibles ubicados debajo de un dosel superior, ubicados a la altura de la mitad de la ladera de barlovento o más arriba.	0,3
Completamente protegidos Combustibles ubicados debajo de un dosel superior, ubicados en terreno llano, con pendiente muy suave, o al pie de laderas con pendiente muy pronunciada.	0,1

Tabla 8.2

Factores de ajuste para la estimación del viento a la altura de llama, en función del viento de superficie. Basado en Rothermel (1983). Estos factores de ajuste fueron desarrollados para observaciones efectuadas a una altura de 6.70 m sobre la superficie del suelo.

viento está en calma (National Wildfire Coordinating Group 1993). Albini y Baughman (1979), desarrollaron una tabla de ajuste para la estimación del viento de media llama, en fuegos con llamas de altura menor a los 13 m aproximadamente (Tabla 8.2).

Si bien la estimación del viento a la altura de media llama se utiliza para las predicciones de comportamiento del fuego, también es importante tomar en cuenta las características del viento a mayores alturas. A medida que aumenta el desarrollo vertical de la columna de convección, ésta comienza interactuar con el medio que la rodea actuando a modo de "chimenea" a través de la cual se transporta *cantidad de movimiento*¹ a la superficie. En forma análoga al calor, que es



Figura 8.16

Mientras este incendio se desplazaba en superficie en dirección este-oeste, el humo era transportado en altura en dirección noroeste-sudeste. Puerto Madryn, Chubut, Argentina. 1998.

(1) Se define como "cantidad de movimiento" al producto de la masa por la velocidad del viento.

transportado entre distintas regiones y alturas, la cantidad de movimiento también puede ser transferida entre distintos niveles de la atmósfera. De esta forma, un intenso viento de altura puede alcanzar la superficie cambiando, muchas veces en forma imprevista, la velocidad y/o dirección del viento de media llama.

Una situación particularmente peligrosa se presenta cuando la dirección del viento de altura es diferente a la del viento de superficie. En estos casos, el viento de altura al alcanzar la superficie puede transformar lo que inicialmente era un flanco, en el frente de fuego (Chandler *et al.* 1991). Un signo exterior que permite prever la posibilidad de que esto ocurra, puede ser la observación de un quiebre de la columna de convección orientado en dirección diferente de aquella del viento de superficie (Fig. 8.16).

Byram (1954), analizó las condiciones atmosféricas asociadas a incendios de rápida e imprevista transición al comportamiento extremo, encontrando que los perfiles de viento registrados en estos casos tenían ciertas características en común. En la mayoría de los casos se observaba un máximo en la velocidad del viento a la altura del incendio o a algunos cientos de metros por encima del mismo.

8.5 Efectos del viento sobre el comportamiento del fuego

A lo largo de este capítulo, explicamos diversas características del viento, de interés para todas aquellas personas involucradas en el combate de incendios. Vamos a hacer ahora una síntesis de los principales efectos del viento sobre el comportamiento del fuego:

- Aumenta la provisión de oxígeno.
- Acelera el proceso de secado de los combustibles.
- Acelera la fase de precalentamiento por acercar las llamas a los combustibles y por transportar calor.
- Afecta la dirección y a la velocidad de desplazamiento.
- Transporta material en combustión.
- Una rotación en su dirección, puede causar la advección de aire con características de temperatura y/o humedad distintas a las existentes, sobre al área del incendio.
- Las variaciones del viento con la altura, dan a la columna de convección características que pueden afectar el comportamiento del fuego y determinar la dirección y distancia de ocurrencia de *focos secundarios*.

8.6 ¿Cómo decidimos cual será el comportamiento del viento?

La gran cantidad de factores que generan vientos de distintas escalas, los que sumados dan como resultado el viento que percibimos, hacen sumamente difícil la predicción de su comportamiento.

El primer paso a seguir es obtener un pronóstico meteorológico. De esta forma podemos saber cuál es el viento de escala sinóptica pronosticado².

En segundo lugar, es necesario analizar la topografía del lugar donde se desarrolla el incendio y evaluar la posibilidad que las características propias de la localidad den al viento una velocidad y dirección diferentes de las pronosticadas (un ejemplo es la canalización del viento en valles o cañadones). La observación de la topografía permite asimismo decidir si pueden generarse fenómenos locales como brisas de mar y tierra, de pendiente o de valle. En caso de ser probable la formación de vientos locales, hay que considerar todos aquellos factores que afectan al calentamiento de la superficie para estimar con que intensidad se desarrollarán. Los días nublados, por ejemplo, las diferencias térmicas entre superficies próximas son menores, y las circulaciones locales se desarrollan con menos fuerza. La consulta con pobladores, es de gran utilidad para informarse sobre las características de estos fenómenos locales.

Luego, hay que plantearse como será la interacción entre el viento de escala local y el de escala sinóptica. Supongamos que el viento de escala sinóptica tiene la misma dirección y sentido que la brisa de mar en una región costera, entonces, la velocidad del viento resultante será mayor que la pronosticada. En cambio, si ambos tienen igual dirección pero sentido contrario, el desarrollo de la brisa se verá demorado o anulado completamente. Finalmente, si la dirección del viento sinóptico no coincide con la dirección de la brisa, el viento resultante tendrá una dirección intermedia entre ambos.

Tipo de viento	Velocidad característica
<i>Viento frontal</i>	<i>No se puede especificar por su gran variabilidad.</i>
<i>Foehn</i>	<i>65 a 95 km/hr; puede llegar a 145 km/hr.</i>
<i>Brisa de mar</i>	<i>16 a 25 km /hr; puede alcanzar 45 km/hr.</i>
<i>Brisa de tierra</i>	<i>5 a 16 km/hr.</i>
<i>Brisa ascendente de pendiente</i>	<i>5 a 12 km/hr.</i>
<i>Brisa descendente de pendiente</i>	<i>3 a 8 km/hr.</i>
<i>Brisa ascendente de valle</i>	<i>16 a 25 km/hr.</i>
<i>Brisa descendente de valle</i>	<i>< a 16 km/hr.</i>

Los valores que se muestran en esta tabla son promedios que pueden servir como guía general. Es recomendable que en cada región se estudien las velocidades de los vientos locales, ya que podrían diferir significativamente estas.

Basado en datos del National Wildfire Coordinating Group (1993).

(2) Como se explicó en el capítulo 1, los pronósticos que se brindan actualmente en nuestro país son, en la mayoría de los casos, de escala sinóptica. De todas formas, es aconsejable la consulta con el pronosticador para conocer mejor las características de la información que recibimos.

Por último, hay que hacer una observación de la cobertura vegetal y otras características del terreno, para la estimación del viento de media llama.

Resumen

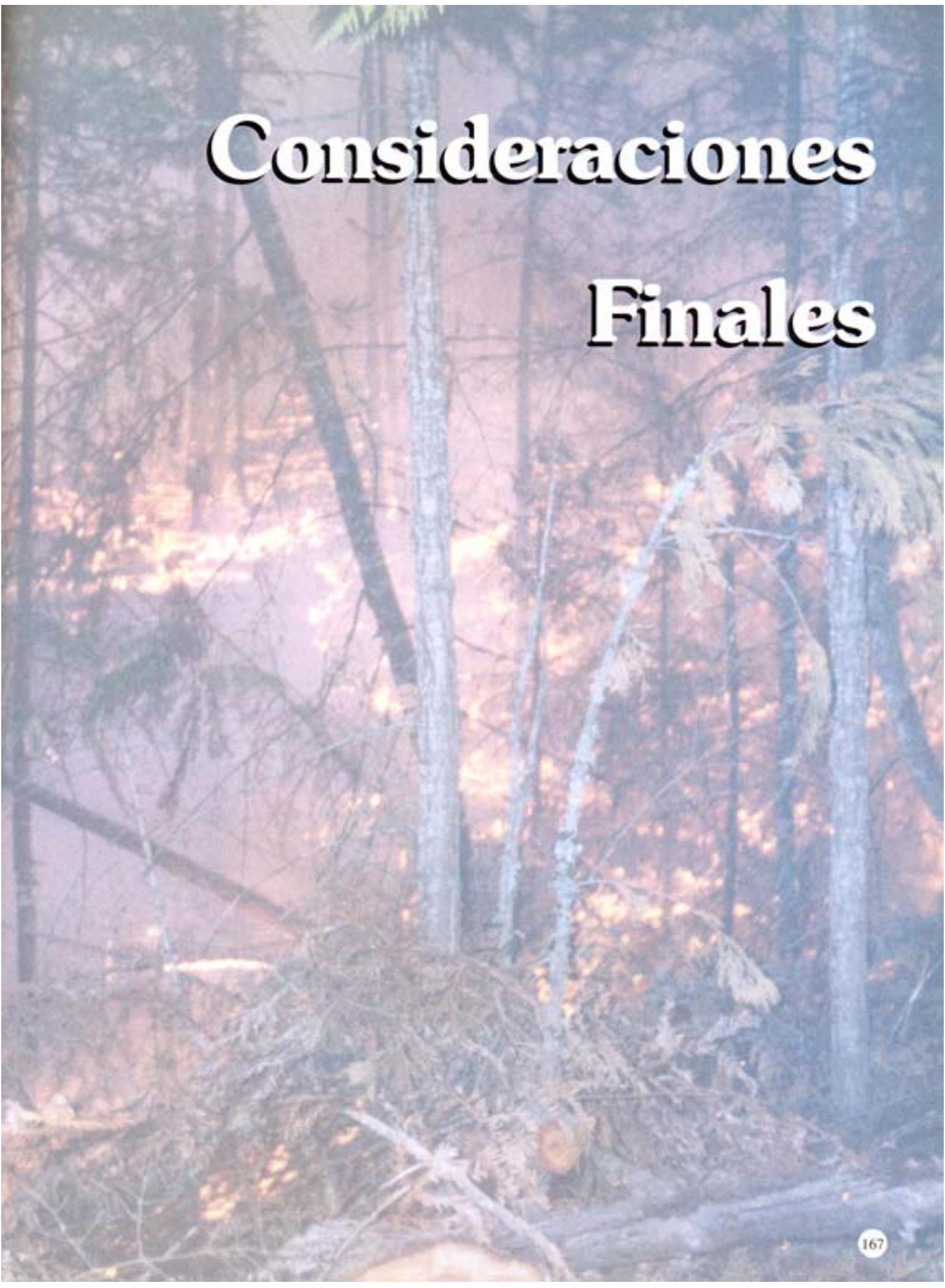
El viento que percibimos a la altura de media llama, es el que controla la velocidad y dirección de propagación del fuego. Este viento es la suma de circulaciones de aire de distintas escalas.

La presencia de grandes sistemas de alta y baja presión, dan lugar a los vientos de escala sinóptica. A medida que nos acercamos a la superficie, la velocidad y dirección del viento de escala sinóptica se ve cada vez más afectada por las características del terreno. Dentro de los vientos de escala sinóptica, los vientos frontales son de especial interés para los combatientes de incendios por los bruscos cambios que producen sobre el comportamiento del fuego.

Las diferencias de presión generadas por el calentamiento diferencial entre superficies próximas, dan lugar a vientos de mesoescala a los que denominamos vientos locales o convectivos. Dentro de los vientos locales, se encuentran las brisas de mar y tierra, las brisas de pendiente y las brisas de valle.

Finalmente, la presencia de pequeños obstáculos sobre la superficie terrestre produce movimientos de aire que, por su corta duración y pequeñas dimensiones espaciales, se clasifican en la microescala. Dentro de esta escala se encuentran los pequeños torbellinos asociados a la presencia de vegetación o producidos por el gran calentamiento de la superficie durante o después del paso del fuego.

Las observaciones de viento para la predicción del comportamiento del fuego, deben contemplar, no solamente las características del viento de superficie, sino también aquellas del viento de altura. Las columnas de convección de gran desarrollo vertical, favorecen la interacción entre el viento de distintos niveles y aumentan la probabilidad de que el viento de altura pueda alcanzar la superficie, modificando la velocidad y/o dirección de propagación del fuego.



Consideraciones

Finales

Consideraciones Finales

Los rápidos cambios que se producen en el estado del tiempo, hacen necesario que las observaciones meteorológicas se realicen con la mayor frecuencia posible para detectar, con la suficiente anticipación, cambios que puedan afectar al comportamiento del fuego.

El fuego es una fuente de calor y, como tal, modifica las condiciones ambientales en su entorno. Por este motivo, las observaciones tienen que efectuarse en lugares representativos del área en que se desarrolla el incendio, donde las variables meteorológicas no estén alteradas por la presencia del mismo. Observaciones efectuadas en el área donde se prevé avanzará el frente de fuego, permiten conocer las condiciones meteorológicas que éste encontrará en su desplazamiento.

En incendios de pequeñas dimensiones, una sola observación puede ser suficiente. En incendios de grandes dimensiones, es necesario hacer varias observaciones, teniendo en cuenta los cambios en la topografía y en la vegetación. Es importante que uno de los observadores se ubique en un lugar suficientemente alejado y con buena visibilidad, para detectar cambios en las condiciones del tiempo que puedan afectar al comportamiento del fuego. La columna de convección puede utilizarse como indicador de la estabilidad atmosférica y de la dirección y velocidad del viento en altura.

Es aconsejable que las observaciones meteorológicas se hagan con una frecuencia horaria. En caso de esperar cambios significativos en el estado del tiempo, tendrían que hacerse más frecuentemente. Durante el transcurso del día, los momentos más significativos para efectuar observaciones son cuando se espera que las condiciones de temperatura y humedad sean extremas. Esto ocurre: a) cuando la temperatura es máxima y la humedad relativa mínima, generalmente en las primeras horas de la tarde (alrededor de las 15 hs, aunque muy variable), y b) cuando la temperatura es mínima y la humedad relativa es máxima, generalmente en las primeras horas de la mañana.

I. Fenómenos más significativos a observar

Hacemos a continuación una síntesis de los fenómenos meteorológicos más significativos a monitorear durante el desarrollo de un incendio:

- *Aproximación de frentes.*

- *Desarrollo de la columna de convección.*
- *Presencia de cumulonimbos.*
- *Desplazamiento de las nubes altas.*
- *Presencia de nubes lenticulares.*
- *Calma repentina.*
- *Quiebres en la columna de convección.*
- *Probabilidad del desarrollo de circulaciones locales.*
- *Características topográficas que puedan modificar la dirección del viento.*
- *Inversiones térmicas.*
- *Variaciones de la temperatura en el espacio y en el tiempo.*
- *Cambios en la humedad relativa.*
- *Contenido de humedad de la vegetación.*

2. Principales características de los incendios de comportamiento extremo

1. Incendios dominados por el viento:

- *La velocidad y dirección del viento controla el comportamiento del fuego.*
- *Las predicciones de comportamiento se basan en el viento.*
- *La columna de convección es vencida por el viento y se ve inclinada.*
- *La mayoría de los focos secundarios se producen en la dirección del viento.*
- *El viento aumenta con la altura.*

II. Incendios dominados por la convección:

- *Son incendios de muy grandes dimensiones y/o crecimiento muy rápido.*
- *Su ocurrencia se ve favorecida cuando la atmósfera está inestable.*
- *La columna de convección alcanza un gran desarrollo vertical y, en algunos casos, tiene un desarrollo similar a un cumulonimbo.*
- *La velocidad y dirección de propagación es difícil de predecir.*
- *Se observan numerosos torbellinos a lo largo del perímetro.*
- *Se producen focos secundarios en distintas direcciones.*
- *Aumenta la probabilidad de que el viento de altura llegue a la superficie. En este sentido, es importante observar quiebres en la columna de convección a una cierta altura sobre el fuego.*
- *Los vientos en superficie son arrachados y variables en dirección.*
- *Pueden producirse fuertes ráfagas descendentes.*

III. Algunos casos de comportamiento extremo

Vamos a resumir las condiciones ambientales asociadas a algunos incendios, que muestran cómo los distintos fenómenos atmosféricos tratados en este texto se conjugaron con las características de la topografía y vegetación para causar el comportamiento extremo del fuego.

a) Incendio conocido como "Munn Gulch"

El 5 de agosto de 1949 un incendio rural costó la vida a 16 combatientes en la Reserva Forestal de Helena, Montana, EE.UU. Rothermel (1993) analizó el comportamiento de este incendio, con el propósito de explicar las interacciones entre los combustibles, la atmósfera y la topografía que causaron la tragedia. En los resultados de su trabajo se basan los comentarios que hacemos a continuación:

El paraje donde se desarrolló el incendio se conoce como 'el cañadón de Munn'. Este

cañadón se extiende en dirección este-oeste, sobre la orilla del río Missouri, y en forma casi perpendicular al mismo. Antes del incendio, la vegetación en la pared norte del cañadón estaba compuesta por macizos de pino ponderosa de entre 60 y 100 años de edad. En la pared sur, la vegetación estaba conformada por macizos de pino de oregón de entre 15 y 50 años, entremezclados con pino ponderosa y juníperos. El fuerte gradiente de humedad hacía que las características de la vegetación cambiaran con la altura; a mayor altura los macizos se hacían más abiertos, con mayor abundancia de pastos y arbustos, ya secos en esa época del año (verano en el hemisferio norte). La boca del cañadón, frente al río, estaba poblada por pino de oregón de entre 60 y más de 80 años.

El incendio fue detectado a las 12:25, cerca de la cima de la pared sur (con exposición norte, la más fría y húmeda en el hemisferio norte). En las primeras horas de la tarde se registraban vientos del norte y del este, con velocidades de entre 10 y 13 km/hr. A las 15:30 el viento rotó al sur con velocidades de entre 22 y 35 km/hr. A las 17:30 comenzaron focos secundarios en la boca de la cañadón; observadores presentes en el lugar estimaron que la velocidad del viento variaba entre los 30 y 50 km/hr, aproximadamente, con ráfagas de hasta 65 km/hr. En este lugar y debido a la alta carga de combustibles pesados en el sotobosque, se estima que el fuego alcanzó gran intensidad pero baja velocidad de desplazamiento (aproximadamente 7 m/min). Ayudado por los fuertes vientos arrachados, la inestabilidad atmosférica y la abrupta pendiente, el fuego rápidamente alcanzó las copas de los árboles. Transformado en un fuego de copas, se estima que la velocidad de desplazamiento aumentó a 40 m/min. A medida que el fuego ascendía por la pared norte, la vegetación más abierta con gran abundancia de combustibles finos de superficie expuestos al viento. En este tipo de vegetación, la velocidad de propagación del fuego aumentó hasta alcanzar una velocidad que se estima llegó a valores comprendidos entre los 100 y 185 m/min fue cuando el fuego alcanzó a las cuadrillas.

A medida que el fuego ascendía, diversos factores contribuían al aumento en la velocidad de propagación: 1) la mayor abundancia de combustibles finos de superficie, 2) el menor contenido de humedad de los combustibles finos, con respecto a los combustibles pesados; 3) la mayor velocidad del viento de media llama, debido a que la vegetación estaba más expuesta.

En las discusiones que siguieron a la tragedia, se intentó dilucidar la causa por la cual el fuego cruzó de la cima de la pared sur a la boca de la cañadón, desplazándose luego por la pared norte. Se plantearon dos posibles hipótesis: 1) Las corrientes descendentes asociadas a una celda de tormenta llevaron pavesas a la boca del cañadón; 2) El viento que inicialmente era del norte y del este con velocidades entre 6 y 8 km/hr, rotó hacia el sur, aumentando su velocidad que variaba entre 14 y 22 km/hr. Debido a la orientación este-oeste del cañadón, el viento del sur habría causado extrema turbulencia y formación de vórtices a sotavento y en la boca de la cañadón. Estos vórtices podrían haber llevado pavesas a la pared norte y haber sido así los responsables de la propagación del fuego.

b) Incendio conocido como "Mack Lake"

El 5 de mayo de 1980, una quema prescrita iniciada en las proximidades de la ciudad de Mio, en el estado de Michigan, EE.UU., dio origen al incendio conocido como *Mack Lake*. En 30 hs, este incendio afectó aproximadamente 10 mil hectáreas, consumió 270 mil toneladas de combustible, destruyó numerosas estructuras edilicias y costó la vida de una persona (Simard *et al.* 1983). Se presenta a continuación una síntesis de las condiciones meteorológicas asociadas al siniestro, basadas en el estudio desarrollado por Simard *et al.* (1983):

- a) *La precipitación total durante los meses de enero hasta abril, fue un 26% menor que la normal. De todas formas, el déficit de agua del suelo era muy bajo, por lo que no se consideró a la sequía como un factor relevante.*
- b) *La precipitación nival durante el invierno fue un 26% menor que lo normal y no estuvo uniformemente distribuida durante el invierno. La máxima cubierta de nieve alcanzó una profundidad máxima de solo 28 cm, hubo sólo 14 días en los que la cubierta de nieve fue mayor a los 18 cm, y la máxima cantidad de precipitación producida por una sola nevada fue de 10 cm. Estos factores hicieron que la compactación de la cama de combustibles fuera mínima; los pastos muertos y los combustibles herbáceos, que usualmente se encuentran caídos en esa época, se encontraban en pie en el momento del incendio.*
- c) *Desde el 1° de mayo, el estado de Michigan se encontraba bajo la influencia de un sistema de alta presión. La presencia de este centro de alta presión llevó la humedad relativa a valores extremadamente bajos y la temperatura a valores muy altos.*
- d) *En la mañana del 5 de mayo la configuración de los campos de presión generaba flujo de aire del noroeste sobre la región donde se desarrolló el incendio, y mostraba un sistema de baja presión aproximándose a la región con un frente frío asociado.*
- e) *La aproximación de un frente frío, causó vientos fuertes y arrachados en las proximidades del incendio.*
- f) *El pasaje del frente causó la rotación del viento, y transformó el flanco sudeste en el frente de fuego.*
- g) *El pasaje del frente, si bien causó la disminución de la temperatura y el aumento de la humedad relativa, no produjo precipitación.*
- h) *Los sondeos correspondientes a la mañana del 5 de mayo, mostraban que la atmósfera estaba condicionalmente inestable y con escaso contenido de humedad. La diferencia de temperatura con la altura entre los 950 y 850 hPa, era de 7,8 °C. En este sentido es importante mencionar el trabajo de Brotak (1976), quien encontró que una diferencia de temperatura de por lo menos 6 °C entre los 950 y 850 hPa, estaba asociada a la ocurrencia de la mayoría de los incendios de grandes dimensiones.*

- i) *Los perfiles de viento observados a la 8:00 del 5 mayo, mostraban un marcado aumento de la velocidad del viento a una altura aproximada de 660 m.s.n.m. Las observaciones correspondían a dos estaciones próximas ubicadas por delante del frente frío.*

c) Incendio de Puerto Madryn

El 21 de enero de 1994 a las 14 hs, se detectó un incendio en las proximidades de la ciudad de Puerto Madryn, Chubut. Cuando el día 22 de enero a la 20 hs, el mismo fue considerado bajo control, había costado la vida de 25 combatientes y consumido 12,722 ha de monte.

En Dentoni *et al.* (1997), se explican los factores meteorológicos que contribuyeron a la ocurrencia del accidente:

- a) *La precipitación durante el año previo al incendio, fue menor que la normal en un 11%. Se estimó que la menor disponibilidad de agua para ser absorbida por las raíces de la vegetación afectó al contenido de humedad de los combustibles vivos.*
- b) *La brisa de mar advectó aire fresco y húmedo sobre la región poco antes de comenzar el incendio, contribuyendo a la primera subestimación de peligro por parte de las cuadrillas y favoreciendo la formación de una zona de convergencia y ascenso.*
- c) *La rotación hacia el norte de la brisa por el efecto de Coriolis, provocó la advección de aire continental seco y caliente.*
- d) *La gran columna de convección que se desarrolló, mostraba un quiebre en dirección noroeste-sudeste. De acuerdo con las cartas sinópticas correspondientes, esta dirección era coincidente con la del viento en altura.*
- e) *Los radiosondeos para la región donde se desarrolló el incendio, mostraban la presencia de un máximo en la velocidad del viento en capas bajas que causó el quiebre en la columna de convección.*
- f) *La extrema calma y posición vertical de las llamas, observada por personal de logística ubicado en las cercanías del lugar del accidente, instantes antes de la transición al comportamiento extremo del fuego, sugieren la posterior ocurrencia de ráfagas descendentes.*
- g) *La dirección noroeste-sudeste del humo en superficie, momentos después del colapso de la columna, sugieren que el viento de altura alcanzó la superficie y controló la velocidad y dirección de propagación del fuego en el momento de transición al comportamiento extremo.*

Bibliografía

- Ahrens, C. D. 1994.** *Meteorology today. An introduction to weather, climate, and the environment.* Segunda edición. West Publishing Company. 600pp.
- Albini, F. A. y R. G. Baughman. 1979.** Estimating wind speeds for predicting wildland fire behavior. Res. Pap. INT-221. U. S. Department of Agriculture. Forest Service. Intermountain Forest and Range Experiment Station. Ogden, Utah. 12pp.
- American Meteorological Society. 1980.** *Glossary of Meteorology.* R. E. Houschke. 638pp.
- Anderson, H. E. 1982.** Aids to determining fuel models for estimating fire behavior. Gen. Tech. Rep. INT-122. U. S. Department of Agriculture. Forest Service. Intermountain Forest and Range Experiment Station. Ogden, Utah. 22pp.
- Anderson, R. C. 1973.** The use of fire as a management tool on the Curtis prairie. *Proceedings Annual Tall Timbers Fire Ecology Conference.* 12: 23-35.
- Barry, R. G. y R. J. Chorley. 1972.** *Atmósfera, tiempo y clima.* Ediciones Omega, S. A. Barcelona. 394pp.
- Bennett, G. 1995.** Critical fire weather patterns. Unidad 6-B en: National Fire Weather Forecasters Training Course. S-591. U. S. National Weather Service. Marzo, 7-16. Boise, Idaho. 16pp.
- Berri, G. 1997.** El Niño y sus efectos en la Argentina. *Tiempo Presente.* Centro Argentino de Meteorólogos. 2 (6): 4-9.
- Bradshaw, L. S., J. E. Deeming, R. E. Burgan y J. D. Cohen. 1983.** The 1978 National Fire-Danger Rating System: Technical Documentation. Gen. Tech. Rep. INT-169. U. S. Department of Agriculture. Forest Service. Intermountain Forest and Range Experiment Station. Ogden, Utah.
- Brotak, E. A. 1976.** A synoptic study of the meteorological conditions associated with major wildland fires. New Haven, CT: Yale University Graduate School. Dissertation. 163pp.
- Brotak, E. A. y W. E. Reifsnyder. 1977.** An investigation of the synoptic situations associated with major wildland fires. *Journal of Applied Meteorology.* 16: 867-870.
- Burgan, R. E. 1988.** Revisions of the 1978 National Fire-Danger Rating System. Res. Pap. RM 84. U. S. Department of Agriculture. Forest Service.
- Burgan, R. E. y R. C. Rothermel. 1984.** Behave: Fire behavior prediction and fuel modeling system. Fuel subsystem. Gen. Tech. Rep. INT-167. U. S. Department of Agriculture. Forest Service. Intermountain Forest and Range Station. Ogden, Utah. 126pp.

- Byram, G. M. 1954.** Atmospheric conditions related to blowup fires. Stat. Pap. N° 35. U. S. Department of Agriculture. Forest Service. Southeastern Forest Experiment Station. Asheville, North Carolina. 33pp.
- Cabrera, A. L. 1976.** Las regiones fitogeográficas argentinas. Enciclopedia Argentina de Agricultura y Jardinería. ACME Press, Buenos Aires. 85pp.
- Campetella, C. y M. Rusticucci. 1998.** Synoptic analysis of an extreme heat wave over Argentina in March 1980. *Meteorological Application*. 5(3):217-226
- Castañeda M. E. y V. Barros. 1994.** Las tendencias de la precipitación en el cono sur de América, al este de los Andes. *Meteorologica*. 19(1 y 2): 23-32.
- Celemín, A. H. 1984.** *Meteorología práctica*. A. H. Celemín. Mar del Plata. 313pp.
- Cerne, S. B. y M. Rusticucci. 1997.** Estudio de la situación sinóptica asociada con la ola de frío de febrero de 1996. *Meteorologica*. 22(2):5-9
- Clark, B. 1995.** Extreme fire behavior. Unidad 3-C en: National Fire Weather Forecasters Training Course. S-591. U. S. National Weather Service. Marzo, 7-16. Boise, Idaho.
- Critchfield, H. J. 1983.** *General Climatology*. Cuarta Edición. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs. New Jersey. 453pp.
- Chandler, C., P. Cheney, P. Thomas, L. Trabaud y D. Williams. 1991.** *Fire in forestry. Forest fire behavior and effects*. Vol. 1. Krieger Publishing Company. Florida. 291pp.
- Daubenmire, R. F. 1979.** *Ecología vegetal. Tratado de autoecología de plantas*. Ediciones Limusa. México 496pp.
- Deeming, J. E., J. W. Lancaster, M. A. Fosberg, R. W. Furman y M. J. Schroeder. 1972.** The National Fire Danger Rating System. Res. Pap. RM-84. U. S. Department of Agriculture. Forest Service. Rocky Mountain Forest and Range Experimental Station. Fort Collins, Colorado. 165pp.
- Deeming, J. E., R. E. Burgan y J. D. Cohen. 1977.** The National Fire Danger Rating System. Gen. Tech. Rep. INT-39. U. S. Department of Agriculture. Forest Service. Intermountain Forest and Range Experiment Station. Ogden, Utah. 63pp.
- Defossé, G. E. y R. Robbercht. 1995.** Effects of competition on the postfire recovery of two bunchgrass species. *Journal of Range Management*. 49: 137-142.
- Dentoni, M. C., G. E. Defossé, J. C. Labraga y H. F. del Valle. 1998.** Atmospheric and fuel conditions related to the Puerto Madryn fire of January 21, 1994. Inédito.
- Dunn, L. B. 1994.** The relationship between valley and ridgetop wind direction. Western Region Technical Attachment. N° 94-06. 4pp.
- Fernandez García, F. 1995.** Manual de climatología aplicada. Clima medio ambiente y planificación. Editorial Síntesis. 285pp.
- Finklin, A. Y. y W. C. Fisher. 1990.** Weather station handbook. An interagency guide for wildland managers. NIFES N° 1140. National Wildfire Coordinating Group. Boise, Idaho. 137pp.

- Fosberg, M. A. y J. E. Deeming. 1971.** Derivation of the 1-hour and 10-hour timelag fuel moisture calculations for fire danger ratings. Res. Note RM-207. U. S. Department of Agriculture. Forest Service. Rocky Mountain Forest and Range Experiment Station. Fort Collins, Colorado. 8pp.
- Frisinger, H. H. 1983.** The history of Meteorology: to 1800. American Meteorological Society, Boston. 148pp.
- Fujita, T. T. 1985.** The downburst, microburst and macroburst. University of Chicago.
- Gisborne, H. T. 1933.** The wood cylinder method of measuring forest inflammability. *Journal of Forestry*. 31:673-679.
- Haines, D. A. 1988.** A lower atmosphere severity index for wildland fire. *National Weather Digest*. 13(2) : 23-27.
- Hardy, C. C., D. E. Ward y W. Einfeld. 1992.** PM2.5 Emissions from a major wildfire using GIS: rectification of airborne measurements. En: *Proceedings of the 29th annual meeting of the Pacific Northwest Station*, Air and Waste Management Association. Noviembre 11-13. Washington. 13pp.
- Larcher, W. 1983.** *Physiological Plant Ecology*. Segunda edición. Springer -Verlag Berlin. Heidelberg. New York. 272pp.
- Lippold, K. W. 1992.** *Climate Change. A threat to global development*. Acting now to safeguard the future. Economica Verlag, Bonn. Verlag C. F. Müller, Karlsruhe. 235pp.
- McArthur, A. G. 1967.** Fire behavior in eucalypt forests. Leaflet 107. Forestry and Timber Research Bureau. Department of National Development. Commonwealth of Australia. Canberra, A. C. T. 36pp.
- Monteith, J. L. 1973.** *Principles of environmental physics*. Edward Arnold, London. 241pp.
- National Wildfire Coordinating Group. 1993.** Intermediate wildland fire behavior. Student Workbook. NFES 2377. 360pp.
- Organización Meteorológica Mundial, editor. 1969.** *International Cloud Atlas*. Abridged Atlas. Segunda edición. Ginebra. 60pp.
- Robinson, J. M. 1991.** Fire from space: global fire evolution using infrared remote sensing. *International Journal Remote Sensing* 12 (1): 3-4.
- Rosenberg, N. J., Blad, B. L. y S. B. Verma. 1983.** *Microclimate. The biological environment*. Segunda edición. John Wiley & Sons. New York. 495pp.
- Rothermel, R. C. 1972.** A mathematical model for predicting fire spread in wildland fuels. Res. Pap. INT-115. U. S. Department of Agriculture. Forest Service. Intermountain Forest and Range Experiment Station. Ogden, Utah. 40pp.
- Rothermel, R. C. 1983.** How to predict the spread and intensity of forest and range fires. Gen. Tech. Rep. INT-143. U. S. Department of Agriculture. Forest Service. Intermountain Forest and Range Experiment Station. Ogden, Utah. 161pp.
- Rothermel, R. C. 1991.** Predicting behavior and size of crown fires in the northern rocky mountains. Res. Pap. INT-438. U. S. Department of Agriculture. Forest Service. Intermountain Forest and Range Experiment Station. Ogden, Utah. 40pp.

- Rothermel, R. C. 1993.** Munn Gulch fire: A race that couldn't be won. Gen. Tech. Rep. INT-299. U. S. Department of Agriculture. Forest Service. Intermountain Forest and Range Experiment Station. Ogden, Utah. 10pp.
- Ryznar, E. y J. S. Touma. 1981.** Characteristics of true lake breezes along the eastern shore of lake Michigan. *Atmospheric Environment*. 15 (7):1201-1205.
- Schroeder, M. J. y C. C. Buck. 1970.** Fire weather. A guide for application of meteorological information to forest fire control operations. U. S. Department of Agriculture. Forest Service. Agriculture Handbook 360. 229pp.
- Schwarzkopf, M. L. y L. C. Rosso. 1993.** Riesgo de tornados y corrientes descendentes en la Argentina. Instituto Nacional de Tecnología Industrial. 30pp.
- Servicio Meteorológico Nacional. 1985.** Viento Zonda. Boletín Informativo N° 13. Fuerza Aérea Argentina. Comando de Regiones Aéreas. Buenos Aires. 20pp.
- Servicio Meteorológico Nacional. 1987.** Brisas de mar. Boletín Informativo N° 33. Fuerza Aérea Argentina. Comando de Regiones Aéreas. Buenos Aires. 12pp.
- Servicio Meteorológico Nacional. 1987.** El Servicio Meteorológico Nacional. Boletín Informativo N° 37. Fuerza Aérea Argentina. Comando de Regiones Aéreas. Buenos Aires. 52pp.
- Servicio Meteorológico Nacional. 1988.** Sequía y desertificación. El Servicio Meteorológico Nacional. Boletín Informativo N° 39. Fuerza Aérea Argentina. Comando de Regiones Aéreas. Buenos Aires. 32pp.
- Simard, A. J., D. A. Haines, R. W. Blank y J. S. Frost. 1983.** The Mack Lake fire. U. S. Department of Agriculture. Forest Service. North Central Forest Experiment Station. Gen. Tech. Report. NC-83. 36 pp.
- Soarez, R. V. 1972.** Determinação de um índice de perigo de incêndio para uma região centro-paranaense, Brasil. Turrialba, CATE/IICA, M. Sc. Thesis. 72pp.
- Strahler, A. N. 1982.** *Geografía Física*. Sexta Edición. Ediciones Omega, Barcelona. 767pp.
- Tackle, E. S., J. B. Bramer, W. E. Heilman y M. R. Thomson. 1994.** A synoptic climatology for forest fires in the NE US, and future implications from CGM simulations. *International Journal of Wildland Fire*. 4(4) : 217-224
- Tarifa, C. S. y A. M. Torralbo. 1967.** Flame propagation along the interface between a gas and a reacting medium. En: *Eleventh Symposium on Combustion*. Berkeley, California. 533-544.
- Van Wagner, C. E. 1987.** Development and structure of the Canadian Forest Fire Weather Index System. For. Tech. Rep. 35. Canadian Forestry Service. Petawawa National Forest Institute, Ontario. 37 pp.
- Ward, D. E. y C. C. Hardy. 1991.** Smoke emissions from wildland fires. *Environment International*. 17:117-134.
- Werth, P. y R. Ochoa. 1990.** The Haines index and Idaho wildfire growth. *Fire Management Notes*. 51(4):9-13.
- Willis, J. 1971.** Some high values for the albedo of the sea. *Journal of Applied Meteorology*. 10: 1296-1302.
- Wright, J. G. 1932.** Forest fire hazard research as developed and conducted at the Patawawa Forest Experiment Station. Dom. For. Ser. Ottawa.

Índice Temático

Plan Nacional de Manejo del Fuego	5
Agradecimientos	7
Prólogo	9
Introducción	11
Capítulo 1 - Ideas básicas sobre meteorología	13
1.1 Tiempo y clima	15
1.2 Observaciones meteorológicas	16
1.3 Pronóstico de tiempo	20
1.4 La atmósfera terrestre	23
1.4.1 Estructura vertical de la atmósfera	24
1.4.2 Composición de la troposfera	26
Resumen	28
Capítulo 2 - Procesos de transferencia de calor en la atmósfera	29
2.1 Energía térmica	32
2.2 El sol como fuente de energía	32
2.2.1 Factores astronómicos	34
2.2.2 Topografía	36
2.2.3 La radiación solar y la atmósfera	37
2.2.4 La radiación solar reflejada por la superficie	39
2.3 Efecto invernadero	40
2.4 Conducción, convección y advección	42
2.5 Calor sensible y calor latente	43
2.6 Balance energético del sistema tierra-atmósfera	43
Resumen	45
Capítulo 3 - Temperatura	47
3.1 Temperatura de la superficie del suelo	49
3.2 Temperatura de los combustibles	51
3.3 Temperatura del aire	55
3.3.1 Ciclo anual de la temperatura del aire	55
3.3.2 Ciclo diario de la temperatura del aire	56
3.3.3 Amplitud térmica diaria	58
3.4 Inversiones térmicas	59

3.5 Efectos de las variaciones de temperatura sobre el comportamiento del fuego	63
Resumen	63
Capítulo 4 - El vapor de agua en la atmósfera y sus efectos sobre la vegetación	65
4.1 Cambios de estado en el agua	67
4.2 Humedad relativa	68
4.2.1 Variaciones de la humedad relativa	70
4.2.2 Ciclo diario	72
4.2.3 Efectos de las variaciones en la humedad relativa sobre el comportamiento del fuego	74
4.3 Otros parámetros que permiten estimar el contenido de humedad en el aire	74
4.3.1 Humedad absoluta	74
4.3.2 Punto de rocío	77
4.4 Medición de la humedad del aire	77
4.5 Contenido de humedad de los combustibles	78
4.5.1 Contenido de humedad de los combustibles vivos	79
4.5.2 Contenido de humedad de los combustibles muertos	79
Resumen	81
Capítulo 5 - Estabilidad atmosférica y desarrollo de la columna convectiva	83
5.1 Concepto de estabilidad atmosférica	85
5.2 Procesos adiabáticos	86
5.3 Estimación del grado de estabilidad atmosférica	87
5.3.1 Variación de la estabilidad con la altura	90
5.4 Factores que favorecen a la estabilidad atmosférica	91
5.4.1 Subsistencia	91
5.5 Factores que favorecen a la inestabilidad atmosférica	93
5.5.1 Inestabilización por ascenso	94
5.6 Procesos de ascenso	94
5.7 Indicadores visuales	95
5.8 Efectos de la inestabilidad atmosférica sobre el comportamiento del fuego	96
5.9 Estabilidad atmosférica y comportamiento extremo del fuego	97
Resumen	101
Capítulo 6 - Nubes y precipitación	103
6.1 Clasificación de nubes	105
6.2 Nubes orográficas	114
6.3 Procesos de formación de gotas de agua y cristales de hielo	115
6.4 Tormentas	118
6.5 Tipos de precipitación	121

6.6 Características generales de las precipitaciones	122
6.7 Sequías	124
6.8 Precipitación y evaluación de peligro de incendios	125
Resumen	126
Capítulo 7 - Circulación general, sistemas de presión, masas de aire y frentes	129
7.1 Escalas de movimiento	131
7.2 Circulación general	133
7.2.1 Efecto de la rotación de la tierra	134
7.3 Ciclones y anticiclones	135
7.4 Viento geostrófico y viento gradiente	136
7.5 Fricción	137
7.6 Masas de aire	138
7.6.1 Fuentes de masas de aire	139
7.6.2 Procesos que modifican a una masa de aire	139
7.6.3 Clasificación de las masas de aire	140
7.7 Frentes	141
Resumen	145
Capítulo 8 - El viento que percibimos	147
8.1 Vientos generales	149
8.1.1 Vientos frontales	149
8.1.2 Efectos del relieve montañoso	150
8.1.3 Efectos de los pequeños obstáculos	153
8.2 Viento Foehn	153
8.3 Vientos locales o convectivos	154
8.3.1 Brisas de mar y tierra	155
8.3.2 Brisas de pendiente y brisa de valle	158
8.4 Viento de superficie y viento de media llama	160
8.5 Efectos del viento sobre el comportamiento del fuego	163
8.6 ¿Cómo decidimos cual será el comportamiento del viento?	164
Resumen	165
Consideraciones finales	167
I. Fenómenos más significativos a observar	169
II. Principales características de los incendios de comportamiento extremo	170
III. Algunos casos de comportamiento extremo	171
Bibliografía	175

Gráfica San Lorenzo S.R.L.
Quilmes 282/284 (1437) Capital Federal
Telefax: 4911-4303
Tel. 4912-0453
e-mail: sanlorenzo@escape.com.ar