

3 La orografía y el viento: efectos geográficos

La circulación general atmosférica se ve perturbada por la orografía terrestre produciéndose el desarrollo de efectos geográficos en capas bajas y también medias y altas de la troposfera. En este capítulo se introducen brevemente los efectos geográficos más significativos que ayudarán a comprender las descripciones de las distintas situaciones meteorológicas que se presentan a lo largo del documento. En un primer apartado se introduce la capa fronteriza atmosférica y sus características básicas, al ser el espesor de atmósfera donde se desarrollan la mayoría de fenómenos que afectan a las circulaciones de las masas de aire en una región. A continuación se presentan las distintas circulaciones de origen térmico y los forzamientos orográficos más importantes. El papel relevante que posee la baja térmica Ibérica en verano sobre las circulaciones de masas de aire y por consiguiente de contaminantes atmosféricos justifica su presentación y breve descripción. Los contenidos de este capítulo se basan en Stull (1988), Banta (1990), Millán et al. (1992) y Whitemann (2000).

3.1 Capa fronteriza atmosférica

La troposfera es la capa de la atmósfera que se extiende desde la superficie terrestre hasta una altitud de unos 11 kilómetros en latitudes medias. La mayoría de meteoros ocurren en esta capa de la atmósfera. La **Figura 3.1** presenta la estructura térmica teórica de la misma donde se aprecia como la troposfera representa una parte pequeña.

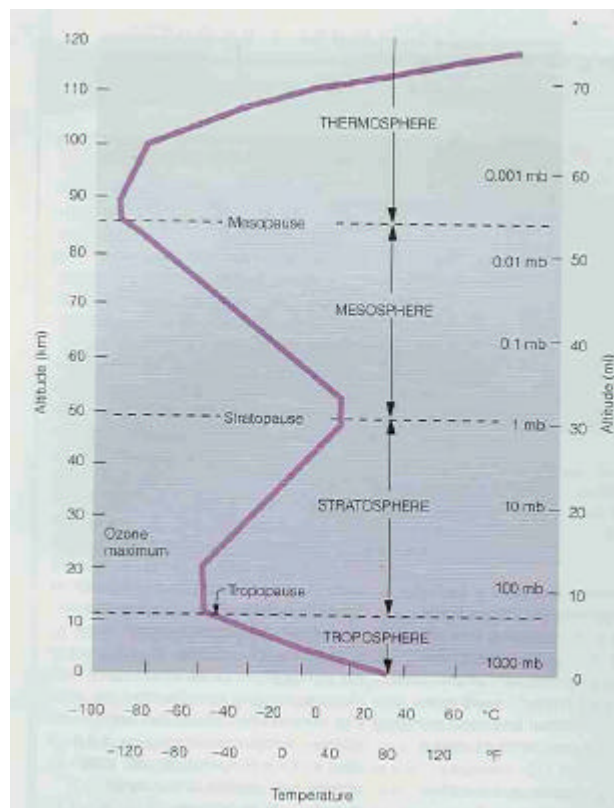


Figura 3.1 Estructura térmica de la atmósfera (Ahrens, 2000).

En termino general, sólo los primeros kilómetros de la troposfera se ven directamente modificados por la superficie terrestre. Estos primeros kilómetros conforman la capa fronteriza atmosférica (ABL, *atmospheric boundary layer*). Stull (1988) define la ABL como *aquella parte de la troposfera que está directamente influenciada por la presencia de la superficie de la Tierra, y responde a los forzamientos de la misma en escalas temporales de horas o inferiores*. Estos forzamientos superficiales incluyen el rozamiento superficial (*frictional drag*), evaporación y transpiración, transferencia de calor, emisión de contaminantes, y modificaciones de las circulaciones inducidas por el terreno. El resto de la troposfera, por encima de la ABL, recibe la nombre genérico de atmósfera libre (FA, *free atmosphere*).

La ABL experimenta un ciclo diario de temperatura, humedad, vientos, y niveles de contaminación. Estas variaciones se acontecen sólo en la ABL, el resto de la atmósfera no percibe estos cambios. Como la mayoría de meteoros que afectan a los seres vivos se suceden en la ABL, su estudio es de vital importancia para la meteorología y ciencias relacionadas con los fenómenos meteorológicos como es el caso de la calidad del aire.

3.1.1 Estructura general

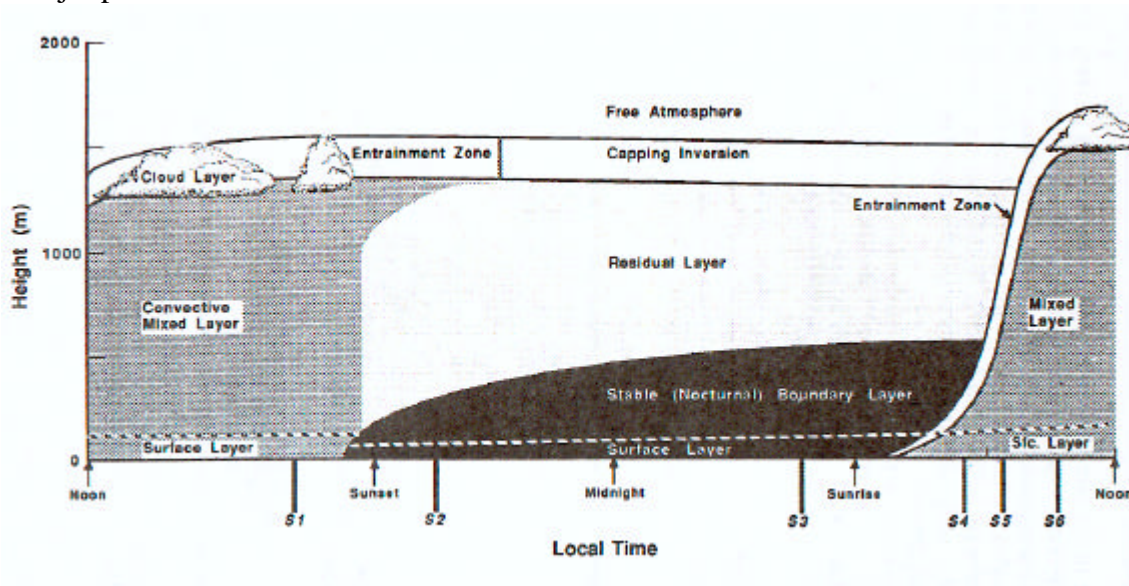
La ABL tiene una estructura bien definida en regiones sobre tierra y en situaciones de altas presiones (**Figura 3.2**). Los tres componentes principales son la capa de mezcla (ML, *Mixed Layer*) o capa de mezcla convectiva (CBL, *convective boundary layer*), la capa residual (RL, *Residual Layer*), y la capa estable nocturna (SBL, *Stable Boundary Layer*). También cabe destacar la capa superficial (SL, *Surface Layer*), como la región en la parte inferior de la ABL donde los flujos turbulentos varían en menos de un 10% de su magnitud. Así, el 10% de la parte inferior de la ABL se denomina SL, ya sea parte de la ML o la SBL (Stull, 1988).

En situaciones de bajas presiones los movimientos verticales transportan aire de la ABL a altitudes de varios kilómetros a través de la troposfera. Para estas situaciones el límite superior de la ABL no queda bien definido. A menudo se usa la base de las nubes como límite arbitrario en los estudios de la ABL.

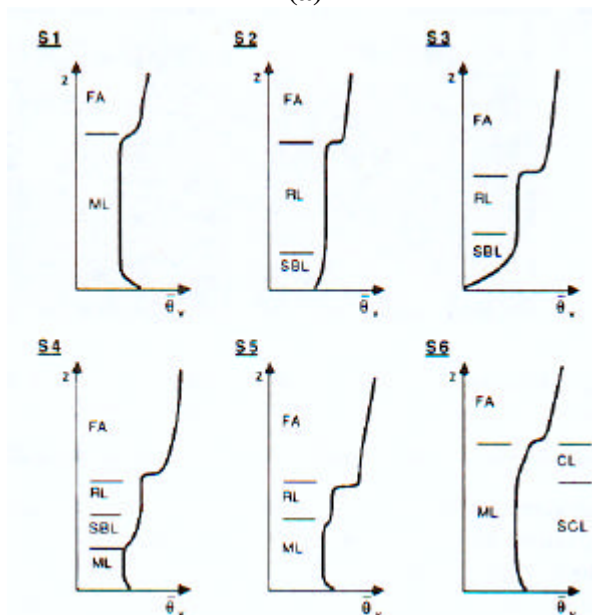
Sobre los océanos y mares la ABL presenta una evolución lenta en tiempo y espacio debido a la limitada variación de la temperatura del mar durante un ciclo diario por la elevada capacidad calorífica del agua, en contraposición a regiones sobre tierra, donde la temperatura del suelo presenta una amplitud térmica más elevada. La mayoría de los cambios en la ABL sobre océanos están causados por procesos sinópticos y mesoscalares de transporte vertical y advección de distintas masas de aire sobre la región marítima. La variación espacial de la ABL sobre océanos y mares está muy suavizada, con variaciones de sólo un 10% en una distancia horizontal de 1000 km (Stull, 1988). Algunos casos particulares presentan variaciones más acusadas, como en la convergencia entre dos corrientes oceánicas de distintas temperaturas (Stage y Weller, 1986).

En términos generales, tanto sobre tierra como sobre mar o océano, el espesor de la ABL es más estrecho en regiones de altas presiones que en regiones de bajas presiones. La subsidencia generalizada en situaciones de altas presiones y la divergencia horizontal

de masas de aire en niveles bajos contribuyen a que el aire de la ABL vaya de las altas a las bajas presiones.



(a)



(b)

Figura 3.2 (a) Estructura térmica y evolución de la ABL en regiones con altas presiones sobre tierra, (b) evolución del perfil de temperatura potencial virtual media correspondientes a los instantes temporales S1, S2, S3, S4, S5, y S6 de (a) (Stull, 1988).

La evolución de la capa fronteriza se puede analizar a partir de los perfiles de temperatura. Así, si se representan distintos perfiles a lo largo del día de temperatura se observa con claridad la estructura de la capa fronteriza. En meteorología es usual trabajar con la variable de temperatura potencial virtual, que representa la temperatura que una masa de aire seca debe tener para igualar la densidad de una masa de aire húmeda a la misma presión, sustrayendo las variaciones de temperatura causadas por los cambios de presión en altitud de la masa de aire. La **Figura 3.2b** presenta distintos perfiles de temperatura potencial virtual a lo largo del día indicados en la **Figura 3.2a**.

Se observa como durante la tarde (S1) la ML está completamente desarrollada. Aproximadamente una hora antes de la puesta del Sol (S2), cuando la formación de masas de aire caliente ascendientes (*thermals*) cesa, y el balance radiativo en superficie cambia de signo con el enfriamiento del suelo por radiación de onda larga, la capa adyacente al suelo se estabiliza formándose la SBL. Por encima, las características de la atmósfera siguen siendo similares a las de la ML, y se habla de RL. A medida que la SBL se desarrolla, la RL va perdiendo espesor, y el conjunto de la ABL también (S3). Con la salida del Sol (S4), se vuelve a calentar el suelo y se desarrollan *thermals* que inestabilizan las capas adyacentes al suelo. Con esta inestabilización se forma la ML. Durante las primeras horas del día, se observa como la ML se desarrolla por debajo de los restos de la SBL y la RL. A medida que se desarrolla la ML, desaparece la SBL (S5), y más tarde la RL (S6), con un desarrollo completo de la ML. Los *thermals* que se generan en la ML pueden llegar a desarrollar nubes en la parte superior de la misma, hablándose de una capa de nubes (CL, *cloud layer*) que indica el límite vertical de la ML.

La transición de la ABL hacia la FA se produce a través de una zona de transición caracterizada por una inversión térmica. Esta zona se denomina *Entrainment Zone* (EZ) durante el día, y por la noche se habla de una inversión limitadora (CI, *capping inversion*).

3.1.2 Capa de mezcla convectiva

El desarrollo de la turbulencia en la CBL viene regida por el empuje térmico (*bouyance*). Esta turbulencia no es completamente aleatoria, a menudo está organizada en estructuras identificables como *thermals* y penachos (Young, 1988). Driedonks y Tennekes (1984) identifican tres subcapas dentro de la CBL, la capa superficial (SL), la capa de mezcla (ML), y la zona de arrastre (*entrainment zone*). La **Figura 3.3** esquematiza la estructura vertical de la CBL a partir de sus características térmicas, de momento y humedad.

La SL representa el 5-10% de la CBL. Está caracterizada por un perfil superadiabático de temperatura, una disminución de la humedad con la altura, y una fuerte cizalla vertical del viento. La temperatura del aire superficial disminuye rápidamente desde la temperatura del suelo a la del aire en una micro capa superficial. Por encima de ésta, el descenso de temperatura con la altura es más suave siendo nulo en el límite superior de la capa.

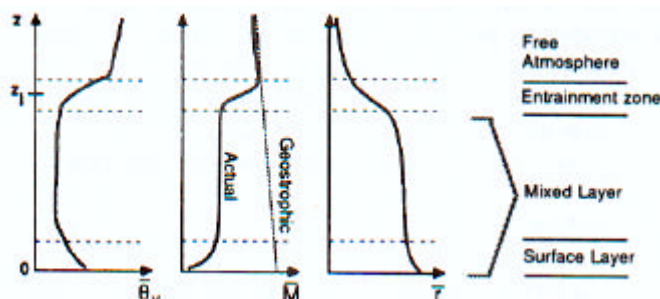


Figura 3.3 Estructura de la capa de mezcla convectiva. Perfil de temperatura potencial virtual, velocidad del viento y relación de mezcla (Stull, 1988)

La ML presenta las características generales de la CBL y comprende el 35-80% de la parte central de la misma. La fuerte mezcla turbulenta presente en la capa tiende a dejar las variables conservativas casi constantes. Así, la temperatura potencial, la magnitud del viento o la relación de mezcla presentan muy poca variación dentro de la ML. La altura de la ML se define como el nivel con mayor flujo de calor negativo (Stull, 1988). Este nivel se sitúa cerca de la mitad de la zona de arrastre. La turbulencia dentro de la ML se puede generar mecánicamente por cizalladura vertical del viento, o convectivamente por empuje térmico. Las MLs con mayor dominio de los fenómenos convectivos presentan una mezcla más uniforme que las dominadas por turbulencia mecánica.

La EZ representa el 10-60% de la parte superior de la CBL. Se trata de una capa subadiabática de turbulencia intermitente, donde se produce un arrastre descendiente de la FA y una superación de la ML por parte de los *thermals* de la ML. Se puede definir en función de la fracción de aire de la FA que contenga. El límite inferior se define como la altitud donde el 5 al 10% del aire en un plano horizontal presenta las características de la FA (Deardorff, et al., 1980; Wilde, et al., 1985). Otra definición alternativa de la EZ es aquella región donde el flujo de empuje térmico es negativo (Stull, 1988).

3.1.3 Capa estable nocturna

La ABL se puede estratificar establemente cuando la superficie es más fría que el aire, o cuando se advecta aire cálido sobre una superficie más fría, formándose la SBL. Durante la noche, con esta estratificación estable se forma la capa estable nocturna (NBL, *nocturnal boundary layer*). La NBL es un caso particular de la SBL, ya que durante el día se pueden tener capas estratificadas establemente.

La NBL presenta un perfil de temperatura subadiabático (**Figura 3.4**). Se caracteriza por un cesamiento o debilitamiento de la turbulencia, aunque se genera esporádicamente. Los vientos en superficie se vuelven débiles o calmados, pero en altura se pueden acelerar con velocidades supergeostróficas con el desarrollo del jet nocturno (*low-level jet*).

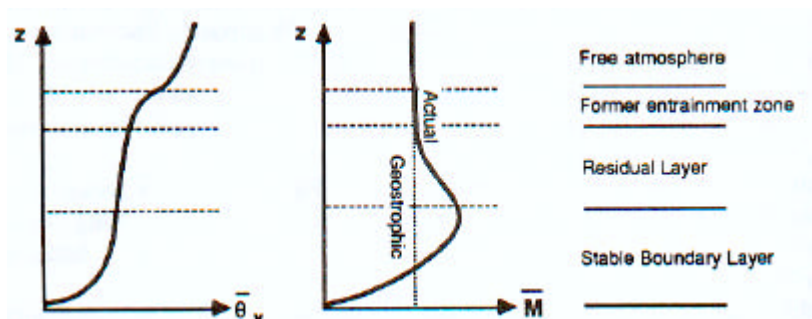


Figura 3.4 Estructura de la capa estable nocturna. Perfiles de temperatura potencial virtual y viento medio durante la noche (Stull, 1988)

La estratificación estable tiende a anular la turbulencia, mientras que la cizalla producida por el jet nocturno tiende a generarla. Como resultado, la turbulencia ocurre

de forma esporádica mezclando el aire de la NBL. Durante los períodos no turbulentos los flujos están desacoplados de la superficie. La NBL no tiene un límite vertical bien definido, y se transforma paulatinamente a la RL.

3.1.3.1 Capa residual nocturna

Después de la puesta del Sol la formación de *thermals* se desvanece permitiendo una disminución de la turbulencia en la ML. La capa de aire resultante se denomina usualmente capa residual nocturna (RL), porque su estado inicial de las variables de estado es el mismo que el de la desaparecida ML. La capa residual presenta una estratificación neutra con una turbulencia isotrópica.

La RL se encuentra aislada del suelo por la SBL, y no se ve afectada por los efectos del mismo. Estrictamente la RL no encaja en la definición de ABL, pero se contempla como parte de ella durante la noche (Stull, 1988).

3.1.4 Capa frontera interna térmica: interfaz mar-tierra

El aire que se modifica por la influencia de un flujo con características formadas encima de otra superficie se denomina capa frontera interna (IBL, *internal boundary layer*), porque se forma dentro de una capa frontera existente (Stull, 1988). Cuando los flujos de calor superficial cambian a lo largo del borde de dos superficies, el aire modificado se denomina capa frontera interna térmica (TIBL, *thermal internal boundary layer*) (Lyons, 1975; Garratt, 1987).

Los cambios de rugosidad del suelo pueden desarrollar IBL, mientras que los cambios en albedo, inercia térmica o emisividad pueden llegar a desarrollar TIBLs entre dos superficies.

Las líneas de costa son regiones donde los cambios en los flujos de calor superficial sobre el mar y sobre tierra pueden producir el desarrollo de TIBLs cuando un flujo circula de una superficie hacia la otra. Los casos de las brisas de mar o de tierra son ejemplos claros de la formación de TIBLs (p.e., brisas marinas o terrales). La **Figura 3.5** muestra la evolución espacial de una TIBL formada cuando un flujo de tierra con unas características determinadas fluye sobre el mar, con un cambio brusco de los flujos de calor superficiales en el límite tierra-mar. Para el caso de la figura la TIBL se forma encima del mar, pero lo usual es que durante el día en las zonas costeras con la entrada de brisa presenten una TIBL que se vaya desarrollando verticalmente hacia el interior. Éste es uno de los fenómenos que limita el desarrollo de la capa de mezcla convectiva en zonas costeras. Las características del flujo de brisa laminan el desarrollo de la TIBL en la costa por arriba, mientras que los flujos de calor superficial son el motor de su desarrollo por debajo. A medida que el aire es advechado hacia el interior, la diferencia entre la temperatura del aire y del suelo disminuyen. Como resultado los flujos de calor en superficie van disminuyendo con un calentamiento de la ML más pausado, y también un desarrollo de la misma más lento. Ya en el interior lejos de la costa se considera que se llega a un estado de equilibrio a partir del cual la ML no se desarrolla más. Varios autores han propuesto expresiones empíricas para la evolución de la TIBL en función de la distancia, siguiendo la raíz cuadrada de la misma desde la costa (p.e., Venkatram,

1977; Hsu, 1986; Garratt, 1987). La turbulencia es importante en el núcleo de la TIBL. El desarrollo de la ML dentro de la TIBL sigue los mecanismos típicos de una ML clásica, con desarrollo por *thermals*, y supresión o limitación por subsidencia (Stull, 1988).

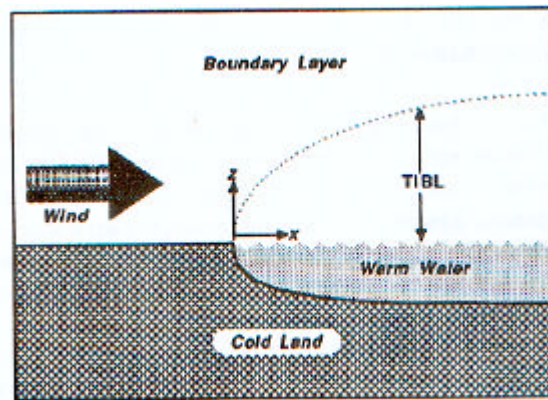


Figura 3.5 Desarrollo de una TIBL en la interfase tierra-mar en función de la distancia (Lyons, 1975).

Para flujos que fluyen desde superficies cálidas a frías se forma una capa fronteriza interna térmica estable (*stable* TIBL) similar a la SBL. Justo a sotavento del cambio de superficie se observa un decaimiento de la turbulencia residual. La estabilidad estática anula la turbulencia excepto en la capa cerca del suelo y en zonas con cizalla vertical, donde la producción de turbulencia mecánica aún se mantiene.

3.2 Circulaciones de origen térmico

3.2.1 Brisas de mar y tierra

La elevada capacidad calorífica de océanos, mares y lagos provoca que la temperatura superficial del agua se mantenga casi invariable durante un ciclo diario. Por otro lado, la temperatura superficial del suelo experimenta variaciones más importantes debido a la baja capacidad calorífica y conductividad molecular del suelo, que evita que el calentamiento diurno se propague rápidamente, con el consecuente calentamiento. Esto hace que la temperatura superficial del suelo sea superior que la del agua durante el día, e inferior durante la noche. Este escenario es ideal para el desarrollo de brisas de mar (Lyons, 1975; Simpson et al., 1977; Helmis et al., 1987; Ogawa et al., 1986).

Las brisas de mar se desarrollan generalmente entre primavera y otoño, cuando la temperatura de la tierra se vuelve más cálida que la del mar. Las condiciones sinópticas que favorecen la formación de brisas marítimas se caracterizan por una fuerte insolación de las áreas terrestres, con flujos sinópticos débiles. Así mismo, durante la noche el cielo descubierto permite un enfriamiento más acusado del suelo con el posible desarrollo de la brisa de tierra o vientos terrales. Con todo, se produce un ciclo diario marcado por la intensidad y dirección de los vientos en las áreas costeras (**Figura 3.6**).

A partir de media mañana, después que la SBL se haya eliminado, el aire en las zonas costeras sobre tierra empieza a ascender por calentamiento del suelo formando una

bajada de la presión, con lo que hace que el aire más frío marítimo penetre hacia tierra para reemplazar el aire cálido ascendente. Este flujo de mar a tierra se denomina brisa de mar. El frente de brisa es el límite de las masas de aire marítimas más frías que penetran tierra adentro, y se detecta por una línea de convergencia de flujos, una caída de la temperatura (al tratarse de un frente frío mesoscalar según Lyons (1975), un aumento de la humedad, de los movimientos verticales, y en algunos casos se observa el desarrollo de cúmulos. Un flujo de retorno en altura advecta el aire cálido hacia el mar, donde desciende hacia la superficie cerrando la celda de circulación de la brisa. El espesor de la brisa de mar varía de 100 a 500 m, y el espesor total de la celda de circulación con el flujo de retorno puede variar entre 500 a 2000 m (Stull, 1988).

La intensidad de la brisa es proporcional a la diferencia de temperaturas entre tierra y mar, y depende también del flujo sinóptico dominante. Un flujo sinóptico opuesto a la dirección de la brisa puede llegar a impedir su desarrollo, por el contrario, si el flujo tiene el mismo sentido de la brisa, favorece su desarrollo. En ausencia de un flujo sinóptico de fondo, el frente de brisa se propaga hacia el interior con una dirección perpendicular a la línea de costa con velocidades de 1 a 5 m/s. Puede llegar a penetrar hasta 20 a 50 kilómetros tierra adentro al final del día (Stull, 1988). En función de la orografía y características del suelo, la brisa se puede acoplar con flujos térmicos en el interior que favorezcan su penetración, como pueden ser los vientos de ladera.

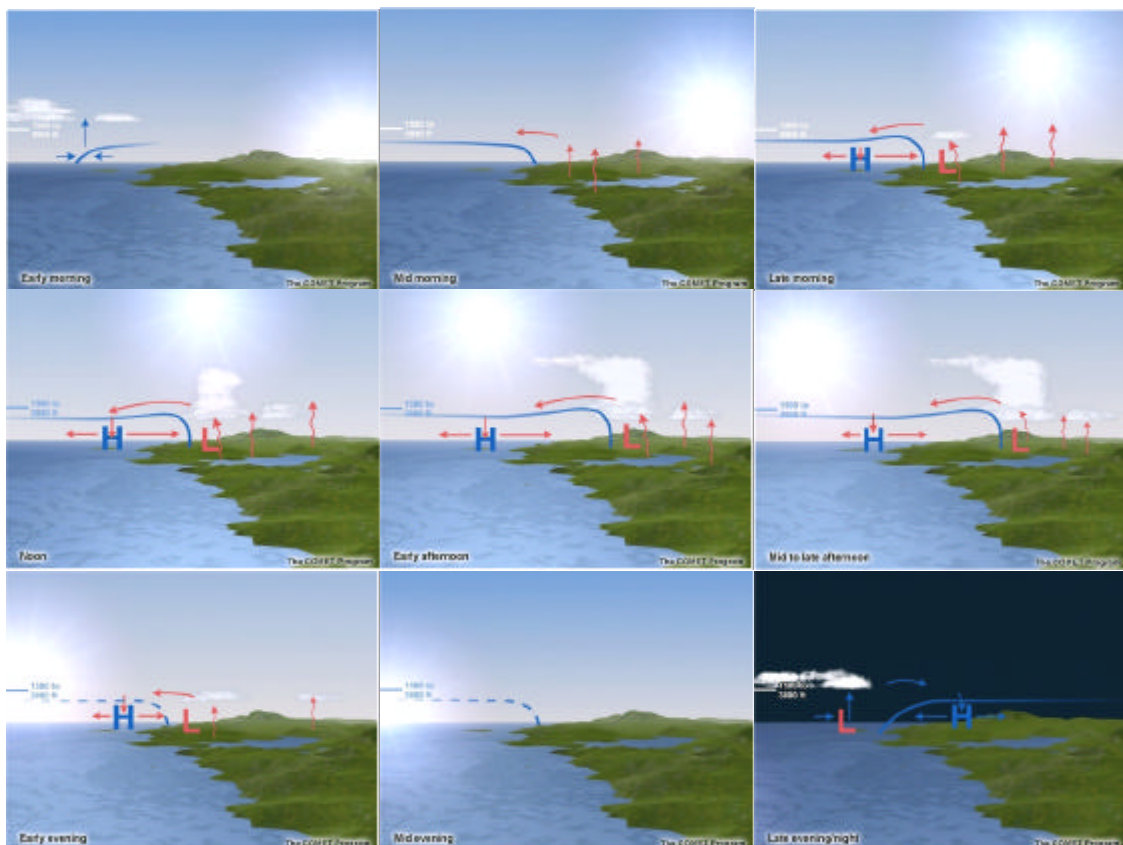


Figura 3.6 Formación y evolución de la brisa de mar y tierra durante un ciclo diario (Fuente: COMET, 2001)

La circulación de brisa presenta su máxima intensidad durante el mediodía, con la máxima penetración del frente, y los vientos más intensos. Hacia la tarde, la circulación

empieza a disminuir lentamente de intensidad hasta que se desvanece una o dos horas después de la puesta de Sol. Durante el día la brisa tiende a virar hacia la derecha en el hemisferio norte quedando paralela a la costa durante las últimas horas diurnas. Entonces, el enfriamiento del suelo provoca el desarrollo de la brisa de tierra cuando se presenta un gradiente hacia el mar. Este flujo es más débil, por la menor diferencia entre la temperatura del suelo y la del mar en relación al día, y se establece de tierra a mar.

La estructura de la circulación de la brisa de mar depende de varios factores modificantes. La orientación y forma de la línea de costa, la presencia de montañas costeras, y la presencia y reforzamiento de una inversión térmica en estratos superficiales (*low-level inversion*) determinan muchas de las circulaciones locales asociadas con la brisa de mar.

La forma de la línea de costa puede reforzar o disminuir la convergencia y convección detectada a lo largo del frente de brisa. Un flujo de mar a tierra en una línea de costa cóncava (p.e., una bahía) se vuelve divergente, oponiéndose a la convergencia y forzamiento vertical del frente de brisa. Sin embargo, una línea de costa convexa contribuye a la convergencia, reforzando la convergencia y forzamiento vertical del frente de brisa. Regiones de costa convexa llevan asociadas un aumento de la convección y el desarrollo de tormentas (COMET, 2001).

La orografía y las montañas costeras juegan un papel importante en el desarrollo de las brisas. Las montañas y valles asociados contribuyen a un desarrollo más temprano de la brisa de mar con el establecimiento de circulaciones de montaña-valle que se suman a la brisa de mar. La distribución de las montañas y valles determinan las regiones por donde puede penetrar con mayor facilidad el frente de brisa, y a la vez establecen la distribución del calentamiento superficial que puede facilitar el desarrollo de la misma.

Las inversiones térmicas en capas bajas tienen un papel importante en el desarrollo de la brisa. Una inversión térmica impide un desarrollo de la brisa importante, y aunque se produzca un calentamiento superior la intensidad de la brisa es menor que en el caso donde la circulación de brisa esté más desarrollada, pero con un calentamiento del aire inferior.

3.2.2 Brisas de montaña y valle

Los vientos de montaña, también denominados brisas de montaña, se desarrollan sobre regiones de terreno complejo de escalas diversas, desde pequeñas colinas hasta complejas cordilleras montañosas. Estos flujos se caracterizan por un ciclo diurno que cambia de dirección dos veces por día. Durante el día, en situaciones con forzamiento sinóptico débil los vientos soplan ladera arriba, valle arriba, y desde las llanuras hasta las cordilleras. Durante la noche el régimen cambia y se imponen los vientos que soplan ladera abajo, valle abajo, y desde las cordilleras hacia las llanuras. Estos flujos son más intensos en días despejados con vientos en altitud débiles.

El desarrollo de los vientos de montaña se produce por las diferencias horizontales de la temperatura del aire que desarrollan complejas circulaciones. El mecanismo por el cual se desarrollan los vientos de montaña se asocia al calentamiento del aire en superficie, produciéndose diferencias de presión horizontal que hacen que los vientos en superficie

soplen desde zonas con temperaturas más bajas y presiones superiores hacia áreas con temperaturas más elevadas y presiones más bajas. Estas circulaciones están cerradas por los flujos de retorno o compensatorios en altitud. El mecanismo de desarrollo es similar al de las brisas de mar.

Los vientos de montaña se pueden agrupar en cuatro sistemas (Whitemann, 2000):

- Vientos de ladera (*slope wind system*): son los vientos anabáticos y catabáticos que se desarrollan por las diferencias de temperatura horizontal entre el aire sobre las laderas de las montañas y el que se encuentra encima del centro del valle.
- Vientos a lo largo de un valle (*along-valley wind system*): son los vientos de valle y de montaña que se desarrollan por las diferencias de temperatura horizontal a lo largo del eje axial de un valle o entre el aire del interior de un valle y el aire que se encuentra sobre el llano adyacente al valle.
- Vientos a través de un valle (*cross-valley wind system*): se desarrollan por las diferencias horizontales de temperatura entre las dos laderas que conforman el valle, el flujo que se desarrolla sopla perpendicular al valle hacia la ladera más calentada.
- Vientos de montaña-llanura (*mountain-plain wind system*): se desarrollan por las diferencias horizontales de temperatura entre el aire sobre las montañas y el que se encuentra en las llanuras, estableciéndose una circulación de gran escala con vientos que soplan hacia o desde las montañas. Estos flujos no están confinados por la orografía, sino que se transportan sobre profundas capas de la atmósfera por encima de las laderas de la montaña.

La **Figura 3.7** presenta un esquema de los sistemas que conforman los vientos de montaña.

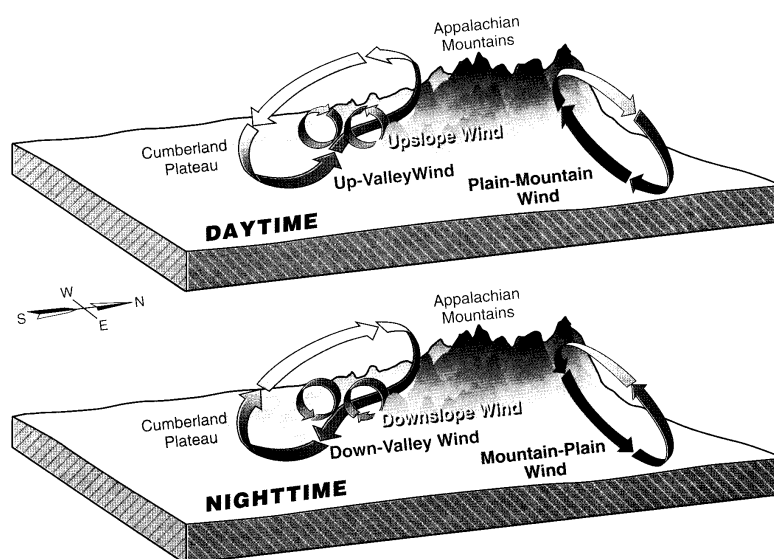


Figura 3.7 Esquema de los vientos de montaña (Whitemann, 2000)

La evolución de los vientos de montaña está muy ligada a la evolución de la estructura térmica de la capa fronteriza en estas regiones. La evolución de estos flujos durante el día se puede describir a partir de las cuatro fases de desarrollo que muestra la **Figura 3.8**:

- La transición de la mañana empieza con la inversión del régimen de vientos de ladera catabáticos (soplan ladera abajo) hacia los vientos anabáticos (soplan ladera arriba). Las corrientes convectivas que ascienden desde el suelo van destruyendo la inversión térmica en superficie, y los vientos de valle cambian de régimen también, de vientos de montaña (soplan desde las montañas a los valles) a vientos de valle (soplan de los valles hacia las montañas). Esta transición finaliza cuando la inversión en el valle se destruye y los vientos de valle soplan en todo el espesor del valle.

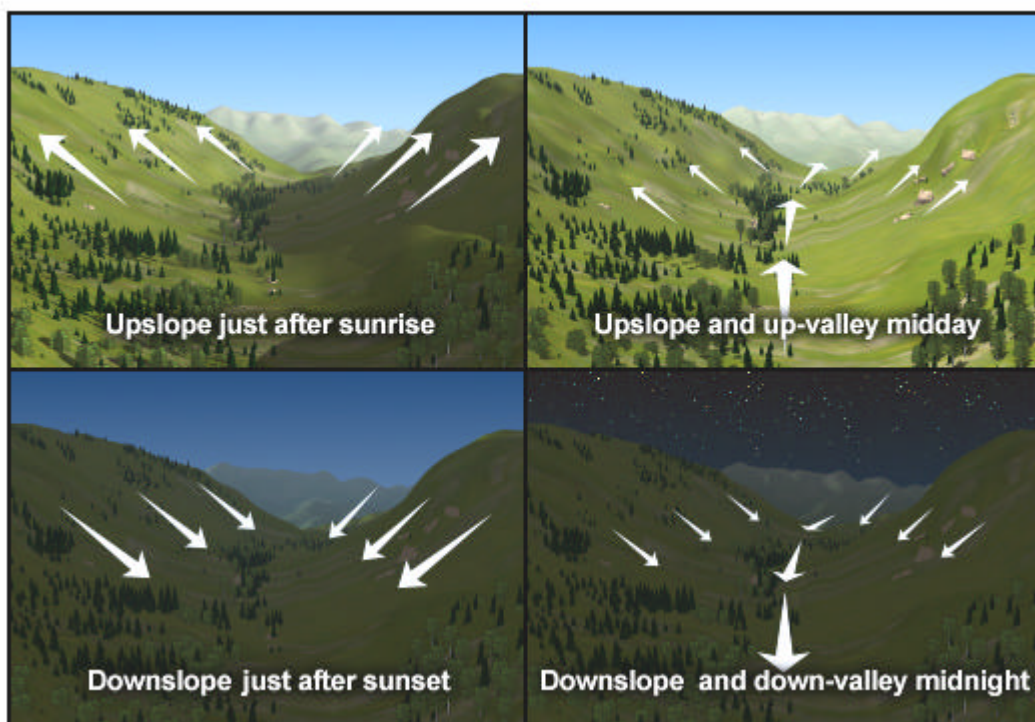


Figura 3.8 Ciclo de los vientos de montaña (COMET, 2002)

- Durante el régimen diurno, la atmósfera en el valle está acoplada con la capa por encima del mismo. Los vientos anabáticos y de valle dominan en una CBL inestable que se extiende desde la superficie del valle y por las laderas hasta altitudes superiores a los límites verticales del mismo.
- La transición de la tarde empieza con la inversión del régimen de vientos anabáticos a un régimen de vientos catabáticos. Los vientos catabáticos drenan el aire frío de las laderas de las montañas hacia dentro del valle, contribuyendo a la formación de una inversión térmica y produciendo el reverso de los vientos de valle a vientos de montaña. Cuando los vientos de montaña se establecen a través de todo el espesor del valle se finaliza la transición.

- Durante la fase nocturna, la atmósfera del valle se encuentra desacoplada de las capas por encima del mismo. Los vientos catabáticos soplan por las laderas del valle, y los vientos de montaña circulan por debajo de la inversión térmica.

Hawkes (1947) pone de manifiesto la evolución diurna de los vientos en las laderas de los valles debido a la evolución temporal del cambio de régimen de vientos de ladera y valle, y la mayor intensidad de los últimos que se superponen a los primeros más débiles y de espesor menor. Los vientos viran de vientos anabáticos justo después del amanecer hacia vientos de valle durante el día, y de vientos catabáticos justo después de la puesta del Sol hacia vientos de montaña durante la noche. La **Figura 3.9** muestra como los vientos en las laderas de un valle giran en el sentido de las agujas del reloj en la ladera derecha del valle (visto desde la cabecera del valle), y viran en sentido contrario en la ladera izquierda.

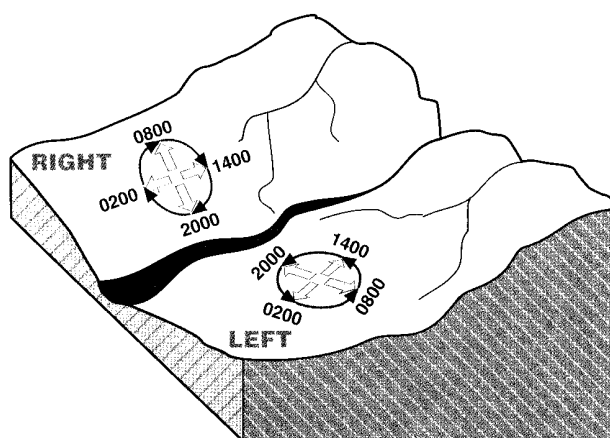


Figura 3.9 Evolución horaria de la dirección de los vientos en las laderas de un valle [Whitemann, 2000; adaptado de Hawkes (1947)].

El cambio de régimen de vientos de valle a montaña se produce gradualmente, y después del establecimiento de los vientos de ladera. En la noche, se tiene que establecer una masa de aire fría para que los vientos catabáticos se puedan establecer. En la mañana, los vientos de montaña no se invierten hasta que el aire que conforma el núcleo del flujo no está suficientemente calentado por subsidencia compensatoria o hasta que la CBL se desarrolla a lo largo de todo el espesor del valle. Un volumen extenso de aire, en vez de una estrecha capa, se debe calentar o enfriar antes que los vientos de valle se establezcan o se inviertan. El tiempo que tarda el cambio de régimen depende de las dimensiones del valle, como más ancho y profundo sea el valle, mayor es el volumen de aire, y consecuentemente mayor es el retardo en el establecimiento de los flujos. Otro aspecto relevante es la duración de los flujos. Durante invierno tardan más a establecerse, y duran menos por la menor insolación y horas de Sol. Al contrario sucede en verano.

Los cuatro sistemas que conforman los vientos de montaña son difíciles de observar por separado, ya que constituyen un sistema complejo donde se van superponiendo unos con otros. A parte la influencia de la situación sinóptica dominante en altura puede enmascarar estos flujos, o incluso destruir su establecimiento. Generalmente, los débiles vientos que soplan desde una ladera del valle hacia la otra se suelen superponer con los

vientos de valle generando una circulación helicoidal paralela al eje del valle. Esta circulación se refuerza con los vientos anabáticos de la ladera más caldeada.

Los vientos de montaña-llanura están generalmente influenciados por los flujos sinópticos en altitud, ya que no se encuentran confinados por la orografía y soplan por encima de las montañas. Estos vientos son muy débiles y difíciles de detectar, si no es a partir de un análisis climatológico.

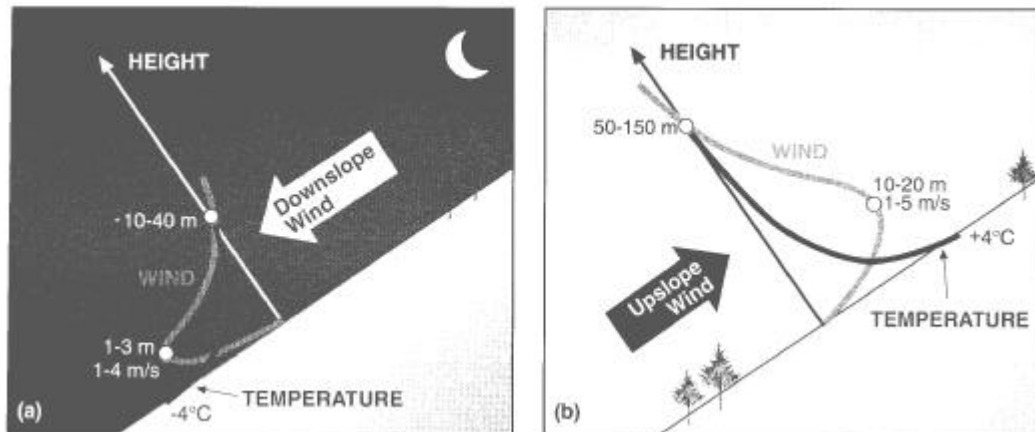


Figura 3.10 Perfil característico de los vientos de ladera (Whitemann, 2000).

3.2.2.1 El sistema de vientos de ladera

El sistema de vientos de ladera se puede describir como una celda de circulación cerrada que evoluciona por los contrastes horizontales de temperatura entre el aire encima de la ladera y el aire que se encuentra a una misma altitud encima del centro del valle. Los contrastes de temperatura se producen por el calentamiento o enfriamiento de la ABL inclinada sobre la ladera.

Los vientos de ladera presentan intensidades entre 1 a 5 m/s. Aunque las temperaturas diurnas más elevada, y las nocturnas más frías se producen en superficie, se observa un máximo en la intensidad de los vientos de ladera algunos metros por encima de la superficie debido a la fricción del suelo. La **Figura 3.10** muestra el perfil típico de los vientos de ladera.

Los flujos de vientos catabáticos más intensos se presentan justo después de la puesta del Sol. Para los vientos anabáticos, el máximo en intensidad se produce hacia la media mañana, cuando el contraste de temperaturas entre el aire en la ladera y en el centro del valle es superior.

Otro aspecto a resaltar es la variación del espesor del flujo de vientos de ladera. Éste varía a lo largo del tiempo y el espacio. Los flujos catabáticos son más estrechos que los anabáticos. El espesor de un viento catabático aumenta con la distancia, y se puede estimar en un 5% de la pérdida de altitud desde la cima. El espesor del flujo tiende a disminuir durante la noche, a medida que se forma la inversión térmica dentro del valle. Por otro lado, los vientos anabáticos aumentan su espesor con la distancia y con el

tiempo, normalmente presentando espesores de 50-150 m durante las primeras horas después de la salida del Sol.

El espesor de los vientos de ladera está influenciado por la estabilidad atmosférica en el centro del valle. Con una estabilidad superior los flujos de ladera presentan espesores menores.

3.2.2.2 El sistema de vientos de valle

Los vientos de valle representan la parte inferior de la circulación cerrada que modera las diferencias de temperatura del aire horizontalmente que se forma dentro los valles o entre un valle y una planicie adjunta por la advección de aire más frío dentro del área con aire más cálido. Son el resultado del gradiente de presión entre la columna de aire sobre el valle y la situada sobre una zona fuera de éste. En la **Figura 3.11** se observa la dirección del gradiente en función del ciclo diurno.

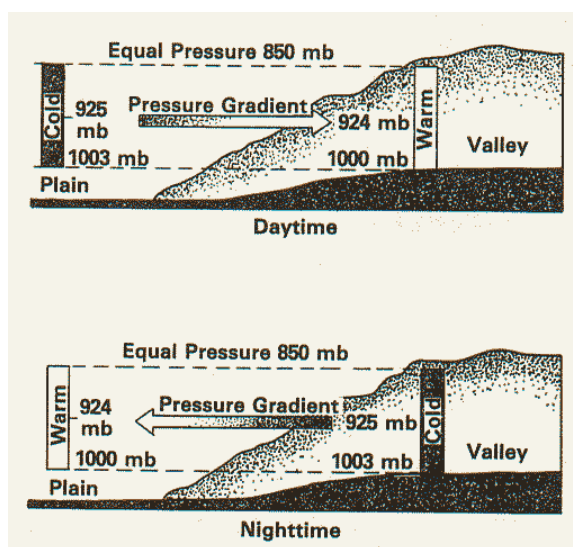


Figura 3.11 Desarrollo de los vientos de valle (Whitemann, 1990)

Durante el día, la columna de aire situada sobre el valle se calienta más que la situada en la llanura, entendiéndose por llanura la zona llana donde va a desembocar el valle. Esta diferencia de temperatura se puede explicar debido al menor volumen de aire que presenta la zona del valle respecto al de la meseta. Así, siendo el flujo radiativo el mismo en los dos casos, al ser menor el volumen en el valle, la atmósfera en éste presenta una temperatura superior, produciéndose un flujo de aire de la meseta al valle a causa del gradiente de presión que se produce. Estos vientos son los vientos valle-arriba o vientos de valle (*up-valley winds*).

Consecuentemente, los vientos valle-abajo o vientos de montaña (*down-valley winds*) se producen durante la noche por el mayor enfriamiento del aire de los valles. El gradiente de presión en este caso se dirige hacia la meseta produciéndose la circulación valle-abajo.

Un flujo de retorno se forma encima de la circulación superficial del valle, y retorna las masas de aire otra vez a la cabecera del valle. El desarrollo de esta circulación cerrada

requiere movimientos ascendientes (y enfriamiento) encima la columna cálida, y movimientos descendientes (y calentamiento) encima la columna fría. Estos movimientos verticales juegan un papel de equilibrio horizontal de las diferencias de temperatura dentro del valle.

El flujo de retorno encima del valle es difícil de observar directamente al no estar confinado dentro de la canalización del valle. Es más débil que la rama inferior de la circulación y usualmente se ve superpuesta por los vientos sinópticos. Cuando estas circulaciones se encuentran confinadas dentro del valle se denominan antivientos debido a que soplan en dirección opuesta a los flujos dominantes en las primeras capas superficiales del valle.

3.2.2.3 El sistema de vientos de montaña-llanura

El sistema de vientos de montaña-llanura es una circulación cerrada que se desarrolla encima de un macizo como el resultado de las diferencias de temperatura producidas entre el aire encima de las montañas y el aire de las llanuras. La diferencia de temperatura produce una diferencia horizontal de presión entre el aire de las llanuras y el aire de la ABL que se desarrolla sobre las regiones montañosas. Durante la noche, el aire sobre las montañas es más frío que el de las llanuras, produciéndose una área de altas presiones relativas encima las montañas causando que el aire fluya desde las montañas hacia las llanuras. Por otra parte, durante el día el comportamiento es inverso, desarrollándose un área de baja presión relativa sobre las montañas y los vientos soplan desde el plano hacia las montañas.

A parte de las variaciones diurnas de presión descritas, también se producen variaciones estacionales en las diferencias de presión que se desarrollan entre las montañas y los llanos. En invierno, las altas presiones se desarrollan sobre las montañas, y en verano, bajas presiones. El sistema montaña-llanura es más intenso en verano y otoño, cuando coinciden los fuertes gradientes térmicos con los débiles flujos sinópticos.

Los flujos son generalmente muy débiles, por debajo de 2 m/s, y fácilmente se ven enmascarados por los flujos sinópticos. Sin embargo, son importantes al contribuir a la formación de nubes y tormentas a partir del mediodía sobre las montañas debido a la convergencia de los vientos diurnos. Los flujos descendentes nocturnos producen un despeje a partir del atardecer.

3.2.3 Baja térmica ibérica

En determinadas regiones terrestres se observa el desarrollo de una baja relativa debido al fuerte calentamiento superficial durante el día en condiciones estivales. La dilatación del aire de las capas bajas debido a una acumulación de calor sensible induce el desarrollo de movimientos verticales de las masas de aire. Si el calentamiento superficial es suficiente se puede llegar a desarrollar una baja térmica relativa. La formación de estas bajas se ha observado en distintos lugares durante el verano, por ejemplo, en Arizona, la Península de Anatolia o la Península Ibérica (Barry y Chorley, 1982).

En la Península Ibérica, se observa el desarrollo de la baja térmica relativa desde principios de primavera hasta finales de verano principios de otoño, siendo un patrón sinóptico muy característico de los días estivales. Ésta es el reflejo de la baja africana estival de carácter térmico, fruto del intenso recalentamiento del sustrato sahariano en verano. A menudo la baja africana abraza parte de la Península Ibérica con una prolongación o *talweg*, de la que se puede individualizar la baja térmica Ibérica (Martín-Vide y Olcina, 2001).

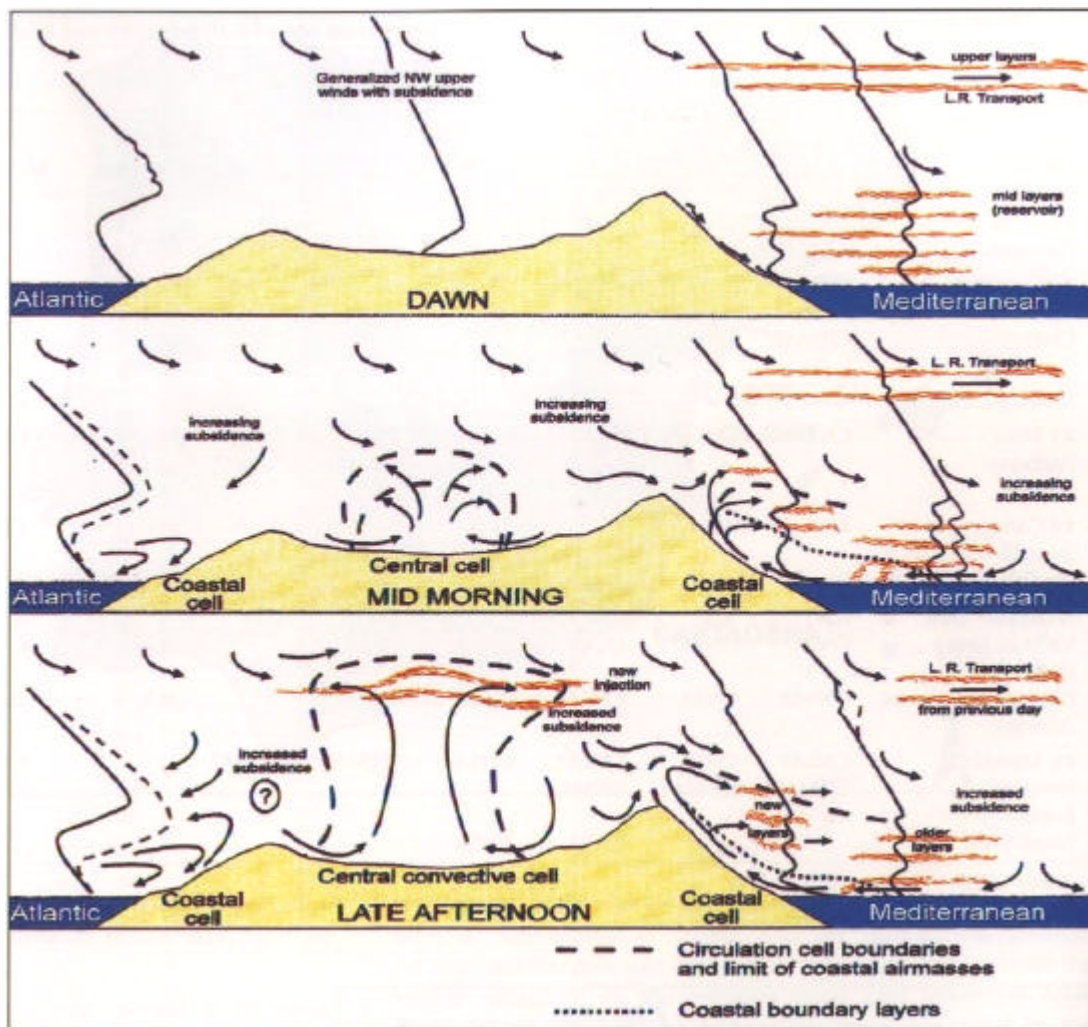


Figura 3.12 Estructura esquemática vertical de la baja térmica ibérica deducida a partir de medidas meteorológicas y observaciones de calidad del aire (Millán et al., 1996).

Estrela y Millán (1994) señalan que el sistema circulatorio de la baja térmica Ibérica está regido por las brisas de mar. El sistema circulatorio de origen térmico se activa con el desarrollo de los vientos de montaña y las brisas de mar después del amanecer, siendo circulaciones independientes en origen, y el desarrollo de circulaciones convectivas debido al calentamiento superficial en zonas interiores. Millán et al. (1996) apuntan que la baja térmica Ibérica se debe entender como un conjunto de circulaciones locales que contribuyen a crear una zona relativa de bajas presiones sobre la Península, con la influencia de la baja térmica del Sahara. Entendida de este modo, la baja térmica actúa como un extenso mecanismo de bombeo que puede transportar masas de aire desde las regiones costeras hacia la troposfera media (Millán et al., 1992). La **Figura 3.12**

muestra un esquema de la estructura vertical de la baja térmica ibérica propuesto por Millán et al. (1996).

La baja se forma en las zonas más secas de la Península y puede presentar uno o varios centros de acción. Su localización depende en gran medida de la localización de los mismos en el día anterior (Millán et al., 1992). Así, al igual que las circulaciones de origen térmico, la baja térmica Ibérica presenta un ciclo diurno. Se desarrolla o intensifica durante el día, con su máxima expansión entre las 15 y 18 UTC (Millán et al., 1992), y se debilita durante las horas nocturnas. No es de extrañar que se mantenga durante la noche en días de fuerte insolación, reactivándose durante el amanecer del siguiente día.

3.3 Flujos inducidos por forzamientos orográficos

Los forzamientos orográficos pueden provocar distintas alteraciones sobre un flujo que incida sobre una barrera orográfica. Por una parte, el flujo se puede ver forzado a superar el obstáculo por encima, rodeándolo, canalizándose por pasos existentes en la barrera, o incluso se puede quedar bloqueado a barlovento. Los factores que determinan el comportamiento del flujo frente a un accidente orográfico son:

- La estabilidad del flujo incidente sobre la barrera orográfica.
- La velocidad del flujo incidente.
- Las características topográficas del terreno.

Un flujo que presente una estratificación inestable o neutra puede superar con facilidad una barrera orográfica, sin embargo, un flujo con una estratificación estable presenta mayor dificultad. En este caso, la capacidad de superar el obstáculo por encima depende de la velocidad del aire y las características del terreno. Cuanto más estable es la masa de aire más dificultad presenta para superar una barrera orográfica por encima, y más facilidad para rodearla, canalizarse por pasos existentes en la barrera o quedarse bloqueado a barlovento.

La **Figura 3.13** esquematiza los distintos procesos que puede sufrir un flujo al interactuar con una barrera orográfica. Por una parte se produce la acumulación, con elevación de la presión y disminución del viento a barlovento y un encalmamiento relativo con baja presión a sotavento. Por otro lado, parte del flujo incidente se desvía por encima del obstáculo orográfico y genera ondas de montaña que transmiten cierta cantidad de movimiento verticalmente, lo que provoca la producción de turbulencia. También se pueden observar fuertes vientos sobre las vertientes de sotavento, y la deformación de la tropopausa sobre el obstáculo. A barlovento, el flujo en niveles bajos se desvía en dos ramas. Éste rodea el obstáculo con perfiles abruptos de la velocidad, que generan una elevada turbulencia. Entre la barrera orográfica y la desviación del flujo superficial a barlovento se puede producir un bloqueo de parte del flujo, que provoque un estancamiento de masas de aire en la falda de la montaña. El flujo a niveles bajos puede experimentar aceleraciones típicas de los vientos regionales en caso de una estratificación estable una vez rodeado el obstáculo orográfico.

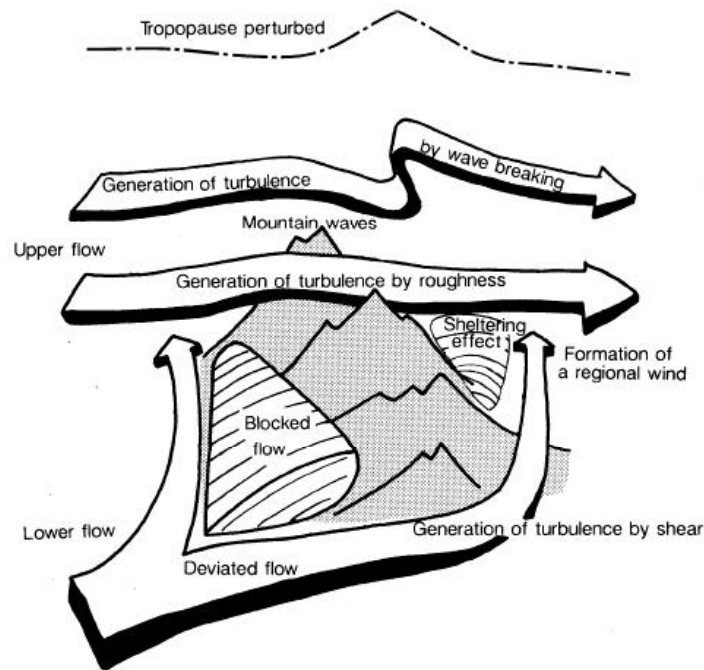


Figura 3.13 Perturbación orográfica de un flujo (Bougeault et al., 1990)

A continuación se describen los distintos mecanismos que se pueden producir cuando un flujo incide sobre una barrera orográfica.

3.3.1 Flujos sobre montañas

3.3.1.1 Ondas de montaña

Un flujo tiende a superar una barrera orográfica por encima en lugar de rodearla cuando la longitud del accidente orográfico es importante, la velocidad normal a la barrera del flujo es elevada, y el flujo presenta una estratificación inestable, neutra o débilmente estable. Cuando el flujo supera la barrera por encima produce el desarrollo de ondas de montaña en la atmósfera.

Se distinguen dos tipos de ondas de montaña: las ondas de gravedad y las ondas a sotavento. Las ondas de gravedad se forman encima de las montañas, y se propagan verticalmente pudiéndose extender por toda la troposfera, e incluso por la estratosfera, **Figura 3.14a**. La presencia de nubes lenticulares en altitud usualmente es un indicador de la formación de la onda de gravedad.

Cuando se producen ondulaciones en el flujo a sotavento de la montaña se habla de desarrollo de ondas a sotavento, **Figura 3.14b**. Normalmente, las ondas a sotavento se encuentran confinadas en la vertiente de sotavento del obstáculo orográfico por un flujo horizontal suavizado encima. En este caso, la presencia de nubes lenticulares de baja altitud espaciadas regularmente es un indicador claro de la formación de ondas a sotavento confinadas. Los dos tipos de ondas de montaña se pueden producir simultáneamente, observándose un solapamiento de ambos fenómenos.

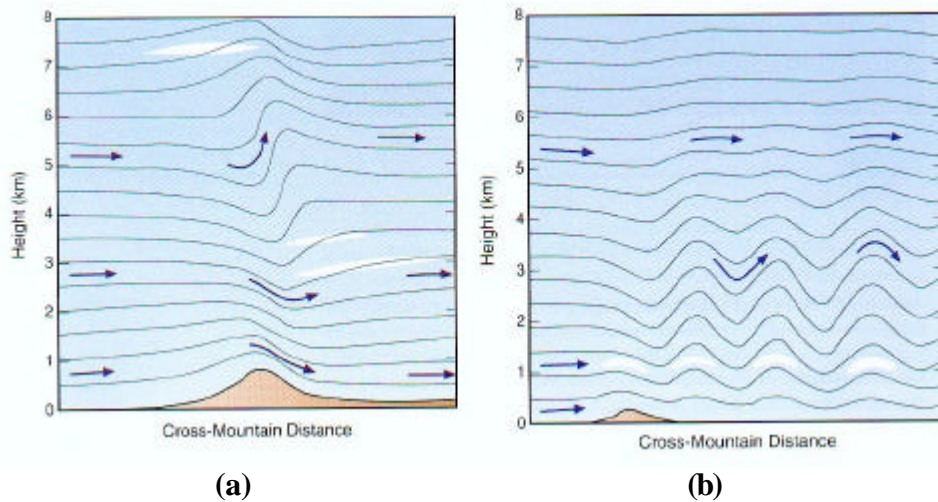


Figura 3.14 (a) Onda de gravedad y (b) onda de gravedad a sotavento (Whitemann, 2000).

Las características físicas de la onda de montaña dependen de las variaciones en la velocidad y la estabilidad del flujo incidente. Cuando un flujo estable se ve forzado a superar un obstáculo orográfico se pueden producir tres patrones distintos en función de las características del perfil de vientos:

- Vientos débiles y constantes en altitud: Formación de ondas a sotavento poco desarrolladas y estrechas.
- Vientos más intensos y con un incremento moderado de la velocidad en altitud: Se forma un remolino a sotavento que no se propaga con su eje paralelo al obstáculo orográfico.
- Vientos fuertes y con incremento en altitud: Formación de ondas a sotavento con elevada amplitud e importante propagación a sotavento.

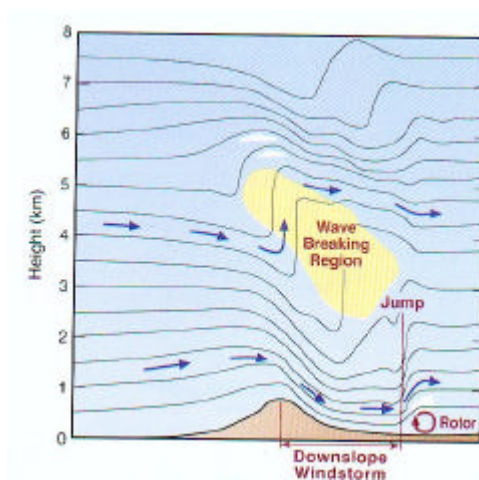


Figura 3.15 Esquema de una rotura de una onda de montaña con un salto hidráulico y un rotor a sotavento (Whitemann, 2000).

En determinadas situaciones de estabilidad, velocidad del flujo y características del flujo se puede producir una transformación de la onda de montaña formándose un flujo hidráulico (**Figura 3.15**). En esta situación, el flujo se comporta como un fluido como indica el nombre. El flujo presenta velocidades elevadas a sotavento en los niveles más bajos, mientras que en altitud se forma una región donde se rompe la onda de montaña con elevada turbulencia, y un repentino salto en las líneas de corriente asociado a un salto hidráulico. Se puede formar un rotor de turbulencia justo a sotavento del salto hidráulico durante un evento de flujo hidráulico.

3.3.1.2 Efecto Föhn

En determinados valles, a sotavento de grandes sistemas montañosos es frecuente que se produzca un fenómeno conocido como efecto Föhn. Éste se produce después que un flujo de aire húmedo atraviese una cordillera condensando su humedad a barlovento y provocando en la vertiente opuesta una elevación anormal de la temperatura, una disminución de la humedad relativa y un incremento considerable de la velocidad y las rachas de viento.

La explicación se basa en los procesos termodinámicos que experimenta la masa de aire al remontar la cordillera. Así, una masa de aire húmedo al topar con una cordillera se ve obligada a ascender. En el ascenso se enfría según una adiabática seca por razón de 1°C cada 100 m. Si la cordillera es suficientemente elevada, llegará un momento que el aire empezará a condensar, con lo cual el enfriamiento no será tan rápido al desprenderse calor latente de condensación. Este calor es absorbido por el aire que sigue en ascenso con lo cual el enfriamiento será de 0.5°C cada 100 m, siguiendo una adiabática húmeda. Al llegar a la cima de la cordillera, el aire será más cálido y seco de lo que se esperaría, al perder parte de su humedad en la condensación por precipitación o por el contacto con el suelo. Suponiendo que cuando se llega a la cima de la cordillera ya no se produce condensación, al descender la masa de aire se calentará por razón de 1°C cada 100 m. Con esto, cuando se llegue a la misma altura que con la que se empezó el ascenso, el aire será más cálido y seco que antes de atravesar la cordillera. Éste es el conocido efecto Föhn.

Uno de los efectos más importantes que se asocia a este fenómeno es el de sombra pluviométrica. Determinadas regiones, según la orografía y orientación de las advecciones de aire, son propensas a este efecto. En la vertiente de sotavento al ser el aire más seco la cantidad de precipitación producida es menor que en la vertiente de barlovento.

3.3.2 Flujos rodeando montañas

Otro comportamiento usual de un flujo cuando incide sobre un obstáculo es el de rodearlo por los lados. La tendencia a rodear el obstáculo en vez de superarlo por encima depende de una serie de factores:

- Forma convexa de la barrera orográfica a barlovento
- Montañas muy elevadas
- El obstáculo consiste en una montaña aislada o una cordillera no muy extensa

- Componente del viento normal al obstáculo débil
- Flujo muy estable
- La masa incidente es poco profunda

Cuando se producen algunas de estas circunstancias el flujo rodeará el obstáculo, pudiéndose producir algunos mecanismos particulares.

a) Jets de barrera (Barrier Jets)

Este tipo de flujos se forman cuando un flujo superficial incide sobre una barrera orográfica de longitud limitada con un paso en su costado izquierdo. El flujo vira hacia la izquierda, incapaz de superar el obstáculo por encima, y lo rodea. Los jets de barrera circulan paralelos a la barrera orográfica, y siempre viran hacia la izquierda en el hemisferio norte (Whitemann, 2000).

b) Separación del flujo y zonas de convergencia

En situaciones donde las dimensiones de la barrera orográfica son relativamente pequeñas y los pasos por ambos lados de la misma están abiertos, como es el caso de una montaña aislada, el flujo incidente se separa rodeando el obstáculo. En la vertiente de sotavento se producen unas zonas de convergencia produciendo flujos más débiles entre esta zona y el obstáculo orográfico. En este punto se forman remolinos, y en la zona de convergencia se observan movimientos ascendentes de las masas de aire, pudiéndose producir incluso precipitación. La **Figura 3.16** muestra un esquema de este mecanismo.

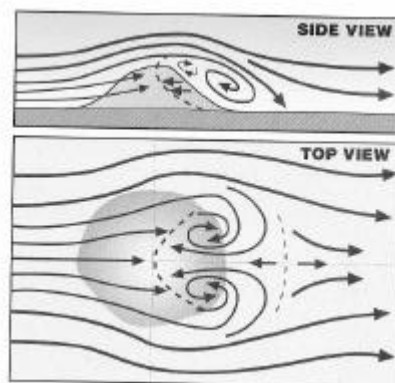


Figura 3.16 Esquema de una separación de flujos con la formación de vórtices a sotavento [Whitemann, 2000; adaptado de Orgill (1981)].

3.3.3 Flujos canalizados

3.3.3.1 Efecto Venturi

El efecto Venturi o Bernoulli produce el desarrollo de una fuerte corriente cuando los vientos pasan a través de un estreñimiento del terreno. Cuando se produce un gradiente de presión suficiente entre dos lados de un obstáculo orográfico, y en el mismo se

encuentra un paso de un lado a otro con una marcada canalización y estreñimiento del terreno, el aire se acelera por la canalización debido a la caída de presión a lo largo de la canalización.

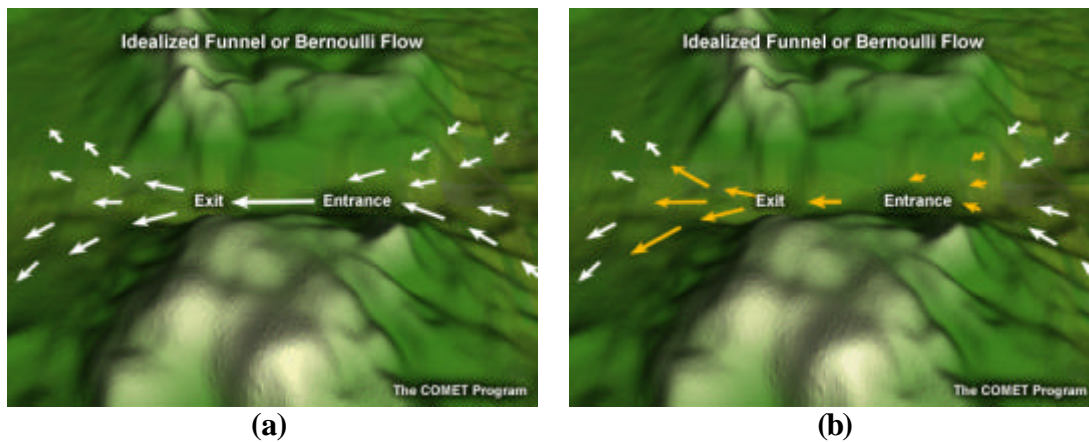


Figura 3.17 Esquema del efecto Venturi (a) en un caso ideal, y (b) en un caso real (Fuente: COMET, 2003)

El caso ideal del efecto Venturi, considerando que el aire que se aproxima al estreñimiento orográfico se ve obligado a travesarlo sin poder superarlo por arriba, los vientos que se acercan al estreñimiento son débiles. Debido a la conservación de la masa, la velocidad del aire va acelerándose a medida que va penetrando por el estreñimiento y adquiere la máxima velocidad en el punto más estrecho del mismo. A sotavento de este punto los vientos se van debilitando a medida que se va ensanchando el estreñimiento. La **Figura 3.17a** muestra este caso ideal. Sin embargo, en gran número de regiones donde se produce este mecanismo, la velocidad máxima del viento no se produce en la zona más estrecha, sino a la salida del mismo.

El comportamiento de los vientos distinto al teórico se puede explicar debido a que la hipótesis que la masa de aire pasa toda por el estreñimiento no es realista. A medida que el aire se acerca al paso, el espesor de la masa de aire normalmente experimenta un incremento debido a efectos de bloqueo de la orografía. Este incremento en el espesor de la masa de aire contribuye a un aumento de la presión cerca y a barlovento del centro del estreñimiento. De ahí, que los vientos tienden a frenarse a medida que se acercan al estreñimiento.

Por otro lado, en la región de salida del estreñimiento con la rápida apertura de la orografía se produce un despliegue horizontal del flujo, y la masa de aire vuelve a presentar un espesor estrecho con celeridad. Este adelgazamiento de la masa de aire resulta en una disminución de la presión, que contribuye a un gradiente de presión sobre la región de salida. Con lo que se produce una aceleración. La **Figura 3.17b** esquematiza este comportamiento.

3.3.3.2 Flujos en los valles

Se pueden identificar cuatro mecanismos para describir las circulaciones que se producen dentro de un valle: circulaciones térmicas, canalizaciones forzadas, canalizaciones inducidas por el gradiente de presión y transporte de momento

descendiente (Whitemann y Doran, 1993). El primer mecanismo se ha descrito extensamente en apartados anteriores, en éste se introducen los otros tres mecanismos.

a) Canalizaciones forzadas

Las canalizaciones forzadas se producen en situaciones donde los vientos en altura del valle se encuentran en balance geostrófico y se ven canalizados por las laderas del valle de tal forma que dentro del valle se desarrollan vientos que siguen el eje longitudinal del valle. La dirección y velocidad del viento en el valle depende de la componente proyectada a lo largo del eje del valle del viento en altura.

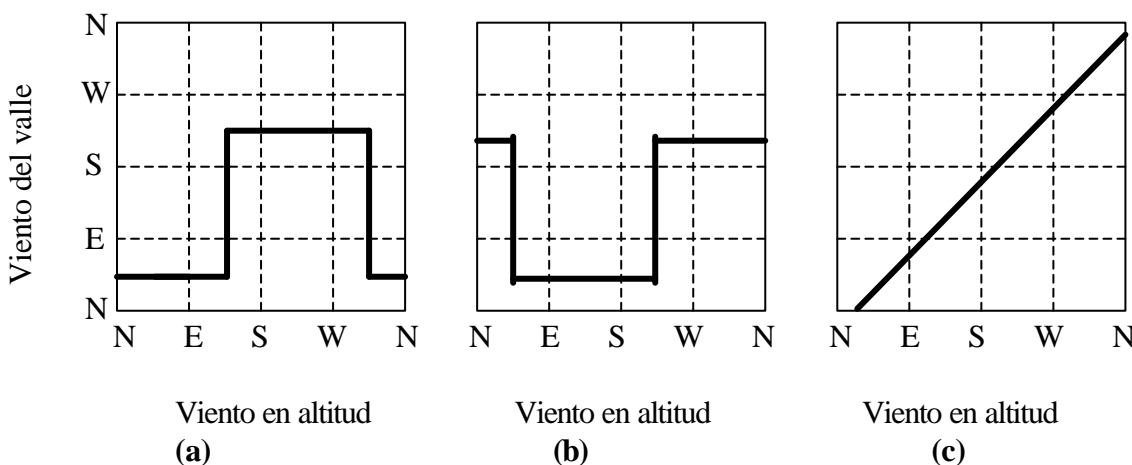


Figura 3.18 Relación entre la dirección del viento en altitud y del viento dentro del valle para los mecanismos (a) canalización forzada, (b) canalización inducida por el gradiente de presión, y (c) transporte de momento descendente. Se asume que el valle presenta dirección NE-SW (Whitemann y Doran, 1993).

La relación entre la dirección del viento del valle y del viento en altitud producida por una canalización forzada resulta en vientos que predominantemente soplan a lo largo del eje del valle, pero que súbitamente viran la dirección cuando los vientos geostróficos viran a través de la línea normal al eje del valle como se esquematiza en la **Figura 3.18a** para el caso de un valle con el eje orientado NE-SW.

b) Canalizaciones inducidas por el gradiente de presión

En este proceso de canalización, los vientos de valle están gobernados por la componente del gradiente de presión geostrófico a lo largo del recorrido del valle. Fiedler (1983) fue el primero que propuso este mecanismo. La componente de la fuerza del gradiente de presión a lo largo del valle será cero solo cuando el viento geostrófico presenta la dirección a lo largo del eje longitudinal del valle. Los vientos en el valle virarán desde valle-arriba a valle-abajo cuando el viento geostrófico viere a través del eje del valle.

Los vientos en esta situación predominantemente soplarán a lo largo del valle. Un aspecto importante es la posibilidad de que los vientos en el valle soplen en dirección opuesta a la componente a lo largo del valle en altura. Estos vientos se denominan

contracorriente, y han sido analizados por Wippermann y Gross (1981), Wippermann (1984) y Gross y Wippermann (1987). La **Figura 3.18b** muestra la evolución de la dirección del viento dentro del valle en función de la dirección del viento sinóptico.

c) Transporte de momento descendiente

Las situaciones sinópticas con flujos intensos pueden producir que los vientos en los valles presenten la misma dirección que el flujo sinóptico en altura, con un dominio del mismo en todos los niveles, **Figura 3.18c**. Esta situación se caracteriza por un transporte de momento descendiente del flujo geostrófico hacia las regiones del valle. Este transporte de momento descendiente puede estar causado por ondas de gravedad o mezcla turbulenta vertical. Debido a la fricción, es usual que se produzca un ligero viraje de los vientos geostróficos hacia las bajas presiones a medida que se acercan al suelo de unos 25° (Whitemann y Doran, 1993).

La ocurrencia de este proceso es más usual en situaciones de estratificación inestable o neutra en valles anchos con las laderas de poca altitud. En este tipo de valles, las circulaciones térmicas se desarrollan con mayor dificultad, y las canalización a lo largo del mismo son poco efectivas y usuales.

3.3.4 Bloqueo a barlovento de una barrera orográfica

El bloqueo de una masa de aire a barlovento de un obstáculo orográfico se puede producir cuando la masa presenta una estratificación estable. El aire frío se acumula y se vuelve más denso formándose una zona de altas presiones local. Este gradiente de presión mesoscalar puede contrarrestar el gradiente sinóptico que induce la circulación del flujo incidente, produciéndose el bloqueo. Este fenómeno se produce normalmente en invierno, donde las masas de aire fría y estables son usuales y pueden persistir durante varios días.

El flujo incidente sobre el obstáculo orográfico presenta un espesor inferior al mismo. El aire que circula por encima de este flujo no tiene demasiadas dificultades para superarlo por encima, mientras en superficie se produce el bloqueo.

La longitud del bloqueo a barlovento depende de la altura del obstáculo, la estabilidad del flujo y de la latitud. Como mayor sea la altura del obstáculo y la estabilidad, mayor la extensión del bloqueo. Mientras que como mayor sea, la extensión horizontal del bloqueo disminuye. Cabe destacar que la velocidad del flujo incidente no influye en la extensión del bloqueo.