

Efectos orográficos y friccionales en el clima del Levante español

por J. QUEREDA SALA

Palabras clave:

Clima; flujo marítimo; foehn, efecto; friccional, efecto; Levante español; orográficos, efectos; precipitaciones; viento.

INTRODUCCIÓN

Aunque la impresión general transmitida por la mayor parte de los textos climatológicos es la de que todo el movimiento en la atmósfera es de sentido horizontal con arreglo a la familiar imagen que desprenden los mapas de vientos medios (E.T. Stringer, 1972, p. 138), la verdad es que los movimientos aéreos verticales comparten importancia con los horizontales en la explicación del modelo geográfico de las precipitaciones, nubosidad y otros elementos del clima. Unos movimientos verticales que están decisivamente influidos por los efectos friccionales y orográficos.

Ambos efectos adquieren una singular importancia en la Climatología del Levante español cuya configuración orográfica dispone sobre la misma línea de costa una cadena de relieves erguida rápidamente a 1000-8000 m (fig. 1). Línea de costa donde la calidez del Mediterráneo ha determinado que los estudios climatológicos hayan puesto el acento en el contraste térmico aire-tierra-mar (J. Quereda, 1985) subestimando los efectos dinámicos asociados al relieve (P. Rodríguez, 1958) y al contacto tierra-mar.

LOS EFECTOS FRICCIONALES

Las observaciones actuales permiten, sin embargo, afirmar que el mecanismo de "forcing", solamente, debido al cambio de rugosidad superficial, puede crear modelos de circulación de similar amplitud y escala a los de la interacción térmica. De tal modo que la convergencia friccional, en las zonas costeras, desestimada generalmente, puede ser causa del incremento pluviométrico en determinadas condiciones (J. Oerlemans, 1980).

En efecto la línea de costa representa una marcada discontinuidad en la rugosidad de la superficie. Como consecuencia de ello, los efectos mecánicos conducen a una circulación frenada en los niveles próximos al suelo con acumulación de aire que escapa en un

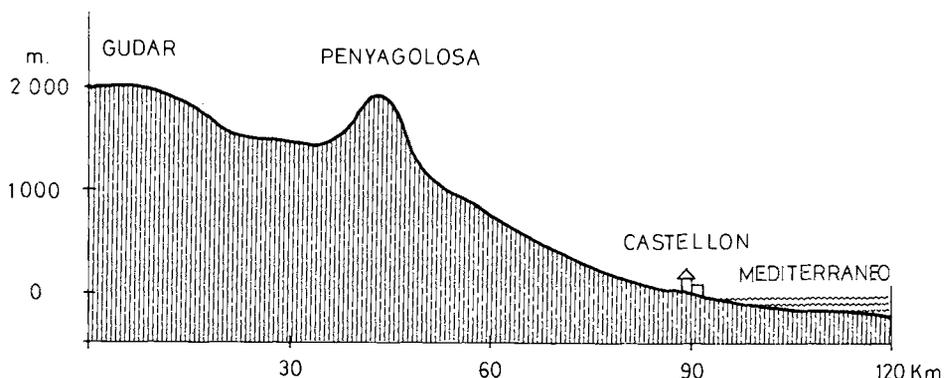


Figura 1. El perfil topográfico del Levante español acentúa los efectos friccionantes asociados a la línea de costa.

movimiento vertical que puede tener una importante influencia en el tiempo de las zonas costeras. De este modo, en masas de aire potencialmente inestables, la convergencia friccional puede engendrar una zona, más o menos estacionaria de fuertes aguaceros.

La precipitación de esos grandes aguaceros bajo la influencia de la convergencia friccional, depende del ajuste de la velocidad del viento y de su dirección. Sin embargo, ese ajuste de la velocidad del viento para las escalas típicas en torno a 10 m/seg (63 % en el Levante español), es mucho más constante que el de la dirección (Taylor, P.A., 1969).

El efecto general que la línea de costa causa sobre el flujo aéreo es el de aceleración o frenado según el sentido de soplo. Cuando los vientos proceden del mar, la mayor rugosidad costera provoca una progresiva y constante acción de draga o frenado. Ello se traduce en una acumulación aérea que escapa hacia niveles superiores. El frenado de los vientos y su deceleración provocan la convergencia y el ascenso del aire.

De modo contrario, cuando el flujo aéreo procedente del interior continental, cuya rugosidad lo refrena progresivamente, alcanza la superficie marina, más suave y uniforme, experimenta una aceleración. Esta aceleración engendra a su vez un déficit local de masa aérea a lo largo de la línea de costa que debe equilibrarse con procedencia de aire superior. El movimiento aéreo es pues de subsidencia y con dinámica divergente.

Esa dinámica asociada a los efectos ascendentes de la convergencia y subsidentes de la divergencia viene a determinar que los procesos sean más o menos profundos e intensos. Caracteres que pueden resumirse en cuatro modelos correspondientes a cada uno de los cuatro cuadrantes de procedencia aérea sobre la línea de costa (fig. 2).

La obstinada tendencia que, en los modelos de bloqueo, muestran los flujos atlánticos inflexionándose bruscamente hacia el sur paralelamente a su encuentro con las costas occidentales de Europa, parece evocar esos efectos friccionales. El frenado y acumulación de los vientos del W atlánticos determinaría un movimiento vertical. El talweg así formado podría desempeñar un importante papel en la formación de la ciclogénesis mediterránea y en su relación con las situaciones de bloqueo (S. Tibaldi y A. Buzzi, 1983, p. 285), ya que la gota o depresión fría alojada en su seno podría hipertrofiar la cresta atlántica impidiendo su progresión hacia el W (R.M. Thepenier, 1983, p. 174) (fig. 3).

En el caso del litoral del Levante español, la situación más propicia para engendrar los efectos más intensos y de mayor profundidad espacial, asociados a la convergencia costera, es, dinámicamente, la de los vientos de NE. Así el flujo nortoriental experimenta un frenado costero y la convergencia dinámica con ascenso del aire. Simultáneamente el giro de esos vientos convergentes, refuerza la convergencia y los efectos ascendentes.

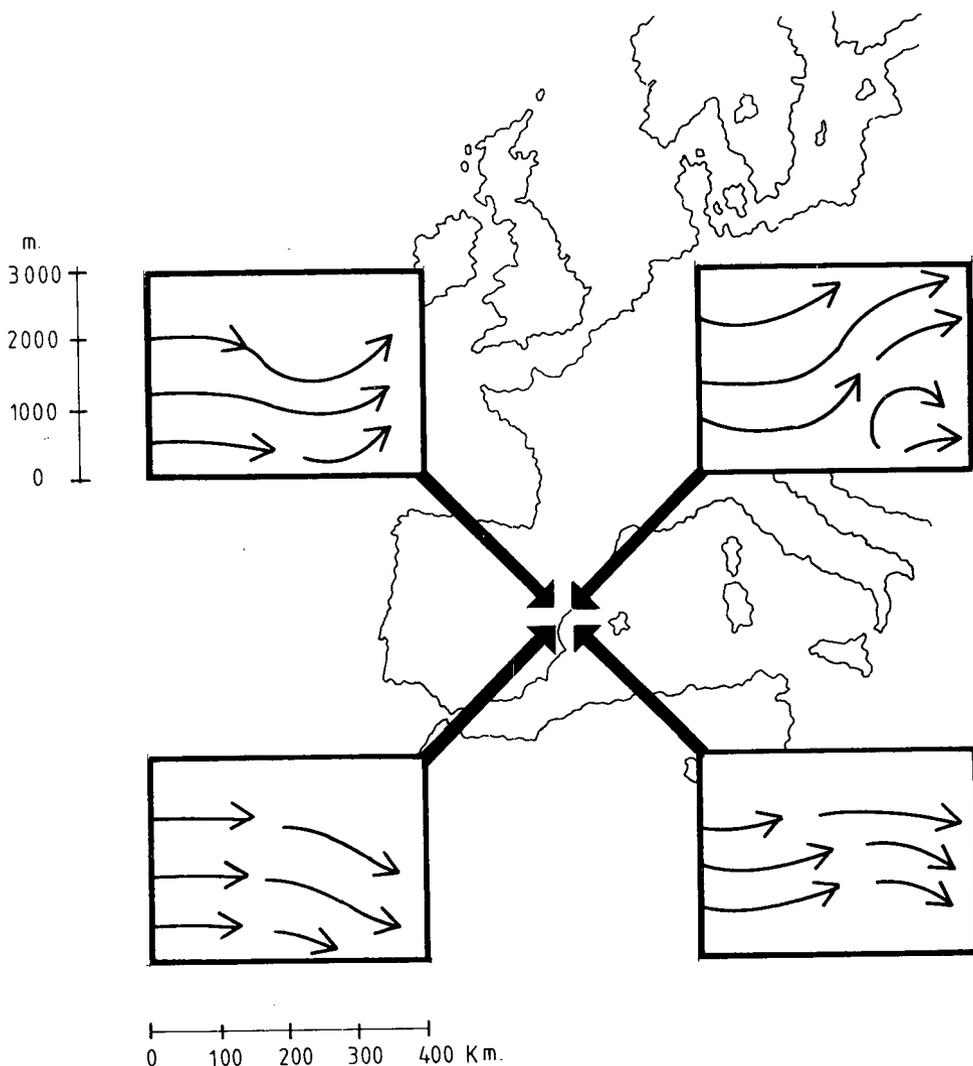


Figura 2. Efectos friccionales costeros sobre la dirección aérea. La desestabilización es máxima con los flujos del NE.

Cuando el flujo incidente procede del SE, a la convergencia costera sucede, más hacia el interior, un giro de los vientos que provoca una progresiva divergencia.

Los efectos sobre los flujos procedentes del interior continental son más claros. En cualquiera de las dos direcciones iniciales NW y SW el alcance de la línea costera mediterránea supone una aceleración y divergencia de vientos subsidentes. Localmente, pues, a lo largo de la zona costera los flujos procedentes del interior experimentan una tendencia hacia la estabilidad como consecuencia de los efectos friccionales. Asociados al relieve, se intensifican, además, los efectos foehn.

Dinámicamente, los efectos más dramáticos, desde el punto de vista de los aguaceros,

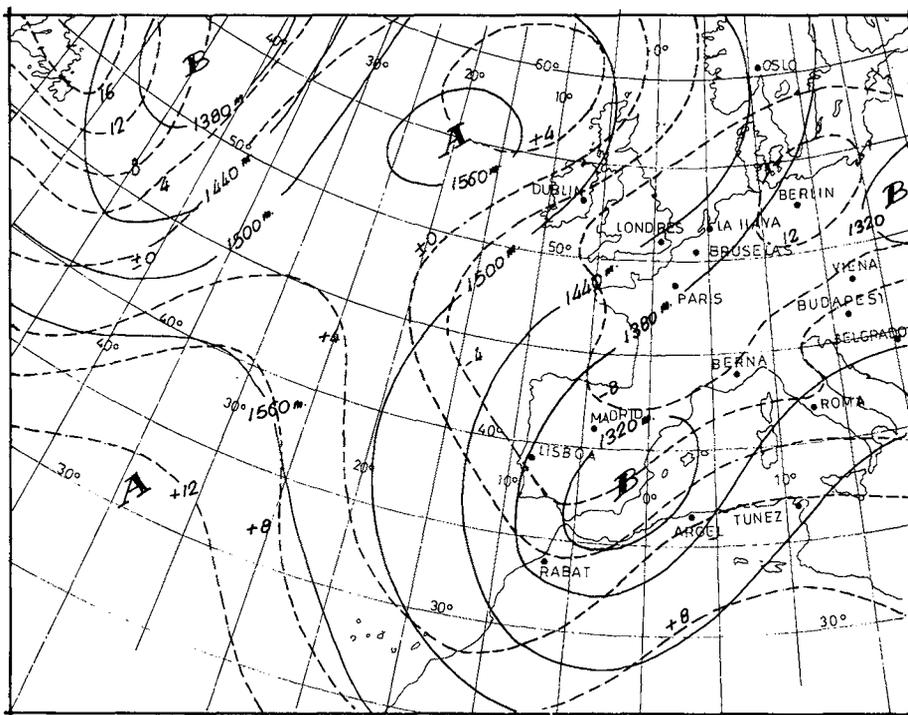


Figura 3. Situación a 850 HPa, 12-III-1982. Sugestiva configuración de las isohipsas paralelamente a las costas europeas.

han sido estimados que se producen cuando el viento geostrófico incide sobre la línea de costa con un ángulo pequeño ($< 20^\circ$). Incluso hay una amplia evidencia de que la formación de activos frentes y aguaceros bajo la convergencia friccional costera del litoral holandés se produce cuando el viento geostrófico está directamente ajustado a la costa (Roeloffzen, J.C., 1986, p. 399).

En el caso de los grandes sucesos pluviométricos del Levante español, la circulación aérea del viento en las capas bajas se revela también decisiva. Generalmente, el soplo del viento procede del mar. No obstante, el modelo preciso de incidencia sobre la costa para producir los grandes aguaceros del Levante español, debe combinar el menor ángulo incidente, NNE, para los más grandes efectos de convergencia friccional con el mayor recorrido, "fecht" sobre el mar. De ahí que, con frecuencia, los grandes aguaceros vengan también asociados a vientos más o menos perpendiculares al litoral (fig. 4) pero con una larga trayectoria marítima en la que han ido recogiendo la gran carga hídrica que alimentará la elevada tensión de vapor de agua en el aire, premisa indispensable de nuestros aguaceros (A. Gil Olcina, 1983, p. 9). Generalmente son vientos procedentes del Golfo de las Sirtes. Cuando excepcionalmente llegan a darse las dos características, situación de Las Sirtes e incidencia paralela del NNE los efectos pluviométricos son dramáticos. Este fue el caso del extraordinario aguacero caído en la noche del 23 de agosto de 1983 con 83 mm, o el del 5 de diciembre de 1975 (fig. 5).

Conviene insistir, sin embargo, que estos efectos friccionales asociados al cambio de rugosidad en las líneas costeras, actúan con intensidad en las situaciones de inestabilidad atmosférica. Inestabilidad que puede estar asociada, con frecuencia, a los procesos con-

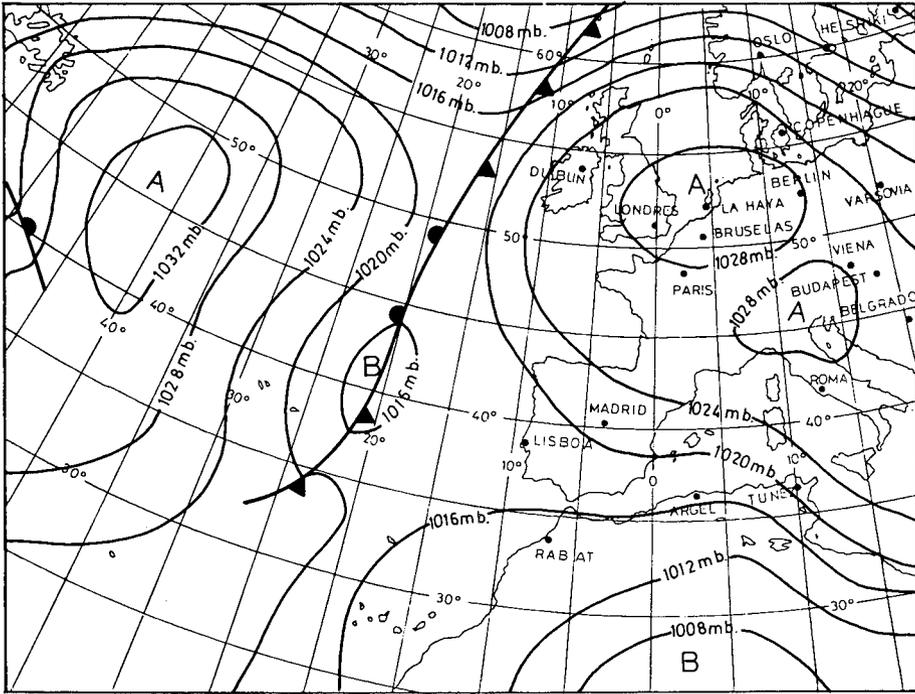


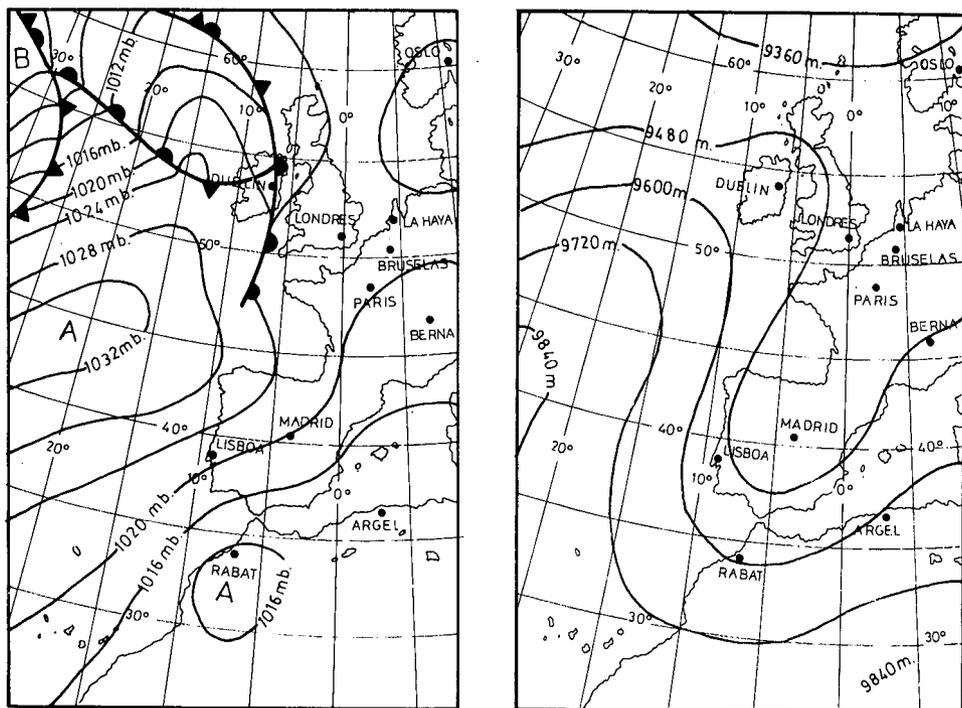
Figura 4. Situación en superficie el 23-VIII-1983, 12 h., con un flujo de Sirtes que aborda perpendicularmente las costas del Levante aportando la gran carga hídrica de su recorrido.

vectivos que en ese mismo contacto tierra-mar se producen. No obstante, incluso con situaciones de estabilidad anticiclónica, el soplo de vientos marinos del N-NE sobre nuestras costas genera una sensible nubosidad de estratocúmulos, con lluvia débil en ocasiones. Nubosidad perfectamente revelada en la imaginería de satélites (fig. 6).

Imágenes que igualmente ponen de manifiesto el papel desempeñado por los factores orográficos en una región de complicada topografía en la que los relieves se alzan junto a la misma línea de costa. Tanto por su trazado, paralelo a la misma, como por su misma envergadura superior a los mil metros, contribuyen a reforzar los efectos friccionales del contacto tierra-mar. Ello implica que, como aparece en el Cuadro I, los vientos del N al NE, representan el 43,2% y, globalmente, los vientos del primer cuadrante, el 56% del soplo aéreo durante los períodos lluviosos. Sin embargo, contabilizando sólo los flujos asociados a lluvias superiores a los 5 mm, los vientos NE y E alcanzan casi el 40%, con velocidades que generalmente no superan los 10 Km/h, frente a las medias de 25 a 50 Km de los vientos del N.

LOS EFECTOS OROGRÁFICOS

Es en este campo donde los trabajos teóricos y experimentales desarrollados en los últimos veinte años sobre el problema de las perturbaciones del relieve, pueden aportar una notable, incluso preponderante, contribución al conjunto de la meteorología diná-



Figuras 5a y 5b. Situación en superficie y a 300 mb el 22-VIII-1983 con flujos del sector NE.

CUADRO I
Frecuencia de los vientos en días de lluvia. (%)

	N	NE	E	SE	S	SO	O	NO
Enero	2,8	0,9	0,3	0,5	0,9	1,1	1,8	0,7
Febrero	1,8	2,2	0,7	0,9	0,9	0,1	0,3	1,1
Marzo	3,1	1,6	1,3	1,6	0,9	0,5	0	0,7
Abril	2,6	2,0	1,6	1,5	1,6	0	1,3	1,3
Mayo	1,8	2,0	1,6	2,0	0,9	0,3	0,9	0,9
Junio	2,8	0,9	2,0	1,8	0,1	0	0	0,3
Julio	1,1	0,5	0,3	0,9	0	0	0,1	0
Agosto	1,1	0,9	0,9	1,1	0,3	0	0	0,7
Septiembre	1,5	0,3	1,1	0,9	0	0,1	0,9	0,9
Octubre	2,8	1,1	1,3	0,9	0,5	0,3	1,1	1,5
Noviembre	2,8	1,3	0,5	0,5	1,1	0,5	0,1	1,1
Diciembre	2,8	0,9	0,3	0,1	0,7	0,9	0,5	0,9

OBSERVATORIO DEL SEMÁFORO. PUERTO DE CASTELLÓN, 1970-1983.



Figura 6. Imagen del METEOSAT, con la típica nubosidad asociada a vientos marinos.

mica. La explicación del mecanismo genético de las ondas de relieve no carece de incidencia sobre la teoría de los diversos movimientos atmosféricos u oceánicos de la misma escala o superior. Por ello, el estudio de la evolución de las perturbaciones del relieve puede aportar importantes conocimientos a toda la meteorología dinámica (R.M. Thepenier, 1977). Ello equivale a reafirmar la gran influencia de los factores geográficos en el desencadenamiento y génesis de todos los procesos circulatorios.

La energía y momento de flujo removidos en la troposfera y baja atmósfera por el impacto de las ondas orográficas de sotavento de gran amplitud, puede constituir un significativo factor en la evolución y mantenimiento de la circulación atmosférica general. No obstante, si bien existe acuerdo amplio sobre el efecto de las ondas de gravedad para transportar momento y energía y para producir acción a una distancia dada, las discrepancias surgen a la hora de aceptar su papel en la circulación general de la troposfera y baja estratosfera. Algunas líneas de investigación, sin embargo, sugieren que potentes fuentes mesoscálicas de ondas de energía gravitatoria, pueden producir respuestas de gran escala atmosférica que no deben ser ignoradas en el desarrollo de modelos para las previsiones de la circulación general.

De este modo, el problema de las transferencias de momento entre la atmósfera y la superficie de la tierra es uno de los objetivos centrales de la meteorología dinámica. La fuerza de draga actuante entre la tierra y la atmósfera es complicada por el notable rango de alguna de las irregularidades de superficie y el hecho de que el mecanismo de draga puede ser diferente para cada extensión.

La magnitud exacta y la distribución de la draga inducida en la atmósfera por las montañas es desconocida. Así, usando datos meteorológicos convencionales de amplia escala, Newton (1971) ha evaluado los torbellinos producidos dentro de la atmósfera por la topografía debido a las diferencias de presión entre las caras este y oeste de las cordilleras. La contribución al flujo zonal medio desde estos torbellinos ha sido establecida en unas $0,2 \text{ dynas/cm}^2$, que equivale aproximadamente a $1/5$ que la de los efectos friccionales de superficie. Newton ha mostrado igualmente que las diferencias de presión asociadas con los sistemas de ondas de gravedad al atravesar cordilleras individuales pueden ser muy importantes aunque irresolubles con los datos de escala sinóptica que él emplea.

La interpretación clásica sobre la resonancia troposférica de la orografía, aparece esquematizada en la figura 7. Todo flujo atmosférico que asalte un macizo montañoso, se vé sometido a un intenso proceso dinámico. La ascensión a barlovento provoca una disminución progresiva en la altura de la columna aérea, cuyo diámetro va aumentando, con neta divergencia anticiclónica en las cumbres (P. Pedelaborde, 1970). Inversamente, el descenso, a sotavento, somete contractivamente a la columna aérea y de su convergencia surge la depresión (P. Estienne, E. Godard, 1970, p. 234).

Sin embargo, ésta teoría clásica sobre las depresiones a sotavento, representaba una explicación poco satisfactoria. En efecto, la subsidencia del aire a sotavento, tanto térmica como dinámicamente se avenía mal con la génesis ciclónica. Por el contrario, esa subsidencia parece más acorde con una formación anticiclónica. Incluso esta disposición es la deducida por Newton (1971), estudiando los perfiles medios de presión entre las vertientes este y oeste de las cadenas montañosas.

Sobre las vertientes de barlovento, la acción de obstáculo y freno engendra una convergencia en los niveles bajos y la presión atmosférica es más elevada que en la vertiente de sotavento (Smith, R.B., 1978, p. 1653). La draga experimentada alcanza unos máximos valores de 8 o 10 dynas/cm^2 ($0,08$ a $0,1 \text{ Pa}$). En los casos mejor documentados de las experiencias de la NCAR, en las Rocosas, se han obtenido valores de 7 dynas/cm^2 en la baja y alta troposfera, desvaneciéndose rápidamente en un turbulento nivel sobre los 15 Km de altitud. Ello nos demuestra la sensibilidad de la atmósfera a la fuerza generada por la onda de draga hasta unos 12 Km .

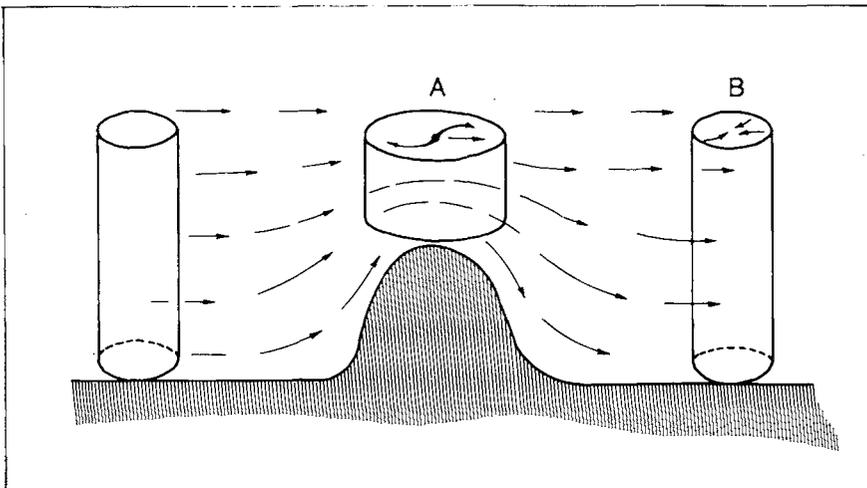


Figura 7. Interpretación clásica de los efectos orográficos sobre un flujo aéreo sometido a contracción y distensión.

Esta acción de draga resultante del rozamiento y freno experimentado por el flujo del oeste al atravesar la citada cordillera, determina una transferencia constante de momento hacia los niveles bajos. Este momento de flujo muestra valores negativos (hacia abajo) a todos los niveles con máximos de 8-10 dynas/cm² cerca de la superficie y de los 200 mb (Lilly, D.K. and Kennedy, P.J. 1973, p. 1152).

En consecuencia, tanto la alta presión en superficie como el mantenimiento de flujo, reducido por la draga orográfica, va a exigir un movimiento ascendente del aire alejándose de la superficie terrestre. Esta es la onda que muestra el perfil de las isotacas aéreas sobre las Rocosas, Pirineos y Alpes. Ascendencia igualmente revelada en las bandas nubosas de barlovento.

A la acción acumulada de freno, va a suceder un descenso de las isotacas recobrando la velocidad desde la misma cresta y sobre la vertiente de sotavento. Una aceleración que finaliza al pie mismo del resalte orográfico (J.B. Klemp, 1975, p. 324) desde donde vuelve a experimentarse una nueva disminución en la velocidad aérea con elevación de las isotacas.

Los mismos efectos se reconocen en los perfiles de la temperatura potencial. La acción de freno y draga hacia abajo del momento de flujo es paralela al ascenso de altitud de las líneas iséntropas, con disminución de gradiente. Por el contrario, el incremento en la velocidad de flujo a sotavento, coincide con un marcado descenso de las líneas iséntropas y aumento de gradiente. Ese descenso en altitud de las iséntropas es seguido de una elevación a unos 20-40 Km de la base orográfica (Lilly, D.K. 1981, p. 635).

Precisamente, esa configuración de las iséntropas es un excelente indicador del movimiento del aire. El gradiente vertical de la temperatura potencial determinada, asimismo, de modo inmediato, el índice de estabilidad atmosférica. Así, el descenso isentrópico a sotavento y su aumento de gradiente reflejan estabilidad, mientras que la elevación y menor gradiente indican la desestabilización.

En nuestro ámbito, todos los registros de la experiencia ALPEX sobre Pirineos-Alpes, muestran que a sotavento de los Pirineos aparece siempre la clásica desestabilización de la troposfera, con ondas bastante pronunciadas que en los niveles superiores pueden alcanzar hasta 2 Km de amplitud. En todos los casos estudiados, en los niveles de 6 a 12 Km de sotavento, las diferencias de altura en las iséntropas son mayores que a barlovento, revelando que la troposfera media es más inestable a sotavento (K.P. Hoinka, 1984, p. 370).

En conclusión a todas estas investigaciones teóricas y experimentales se puede establecer que las modificaciones producidas en la atmósfera por una desnivelación del suelo pueden agruparse en tres categorías de perturbaciones del relieve: pequeña escala, media y gran escala.

Las perturbaciones de pequeña escala difieren sensiblemente de las otras en que no están afectadas por los efectos de la rotación terrestre y por un neto predominio de la deformación vertical de los vientos sobre los efectos horizontales. De ese modo, con relieves de hasta 30 Km de longitud, se pueden observar ascensiones de aire a barlovento y subsidencias a sotavento. Estas subsidencias se efectúan tras una serie de oscilaciones verticales u ondas secundarias a sotavento (P. Queney, 1977, p. 113). Durante el ascenso, el aire se enfría adiabáticamente y se calienta al descender. De ahí que con las magnitudes de onda desarrolladas en el Pirineo, 1 a 2 Km, se puedan originar las fajas nubosas que materializan las crestas. Por el contrario, en los senos, la subsidencia provoca la aparición de una faja despejada, espacio denominado intervalo del foehn (A. Naya, 1984, p. 453). Esas alternancias en zonas nubosas y despejadas, paralelas a la montaña, materializan las ondas de montaña que, en el Pirineo, alcanzan unos 25 Km de longitud. Se inician sobre la misma vertiente de sotavento donde entre la cresta y la primera faja nubosa aparece un valle aéreo completamente despejado como efecto de la subsidencia (fig. 8).

En este orden de investigaciones, la integración de los mejores hechos de observación (J.P. Kuettner, 1981, p. 3) junto al desarrollo de los actuales modelos teóricos indican que la previsión de la ciclogénesis mediterránea está decisivamente dependiente del efecto

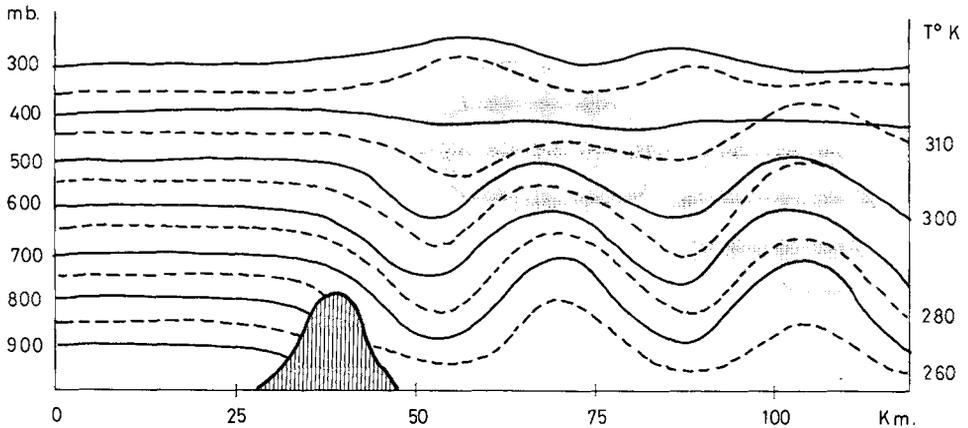


Figura 8. La subsidencia a lo largo de la vertiente de sotavento determina ese valle de foehn despejado de nubes, nubes que aparecen 10 o 20 Km más adelante denotando la ascendencia de onda.

orográfico, incluso mucho más que de los efectos causados por la rotación terrestre (D.J. Schawab and D.B. Rad, 1983, p. 425). Los Alpes y Pirineos son unos grandes responsables de la ciclogénesis mediterránea y participan en el control de su evolución con el tiempo. Incluso el efecto ciclogénético deja de estimularse cuando los modelos "aplanan" la orografía y no ofrecen relieves a los flujos. De este modo, las diferentes pruebas experimentales, con o sin Alpes, revelan que la orografía alpina genera perturbaciones aunque inicialmente exista un estado barotrópico (S. Tibaldi and A. Buzzi, 1983, 35, A, 4, p. 285).

Asimismo, las numerosas observaciones efectuadas demuestran que la onda montañosa y su asociada superficie de vientos, pueden ser fuertemente amplificadas si aparece la frecuente inversión sobre las cimas orográficas. El mecanismo que conduce a esa fuerte amplificación parece ir asociado a la parcial reflexión de las ondas gravitatorias que acontecen cuando el parámetro de Scorer decrece con la altura. El mecanismo actúa así como un método de incremento en la impedancia (J.B. Klemp, 1975, p. 338).

OROGRAFÍA Y EFECTO FOEHN

La similitud de procesos observada entre las Rocosas y los Alpes-Pirineos, no debe ocultar las diferencias existentes. Singularmente la mayor altitud y sequedad del aire sobre las Rocosas determinan una intensidad diferente en los efectos y que se acusa más notoriamente en el caso del *chinook* y del foehn, ya que mientras el primero alcanza un nivel de una milla sobre Colorado, el foehn alpino tiene su techo en 600 m (K.P. Hoinka, 1985, p. 199).

Este efecto foehn en Alpes y Pirineos va asociado a los efectos orográficos sobre flujos de aire cálido procedente del SW. En esas situaciones, con *talweg* sobre el oeste peninsular y alta presión en Europa Oriental, se puede observar un aumento de presión al sur de Pirineos y Alpes, barlovento, y una marcada depresión bórica al N de esas cordilleras, sotavento. Los gradientes de presión pueden ser notables entre ambas caras de las cordilleras incluso 5-10 mb/100 Km.

Dinámicamente se asiste a la misma desestabilización atmosférica de sotavento que

cuando los flujos proceden del N. Sin embargo, el adiabatismo de los flujos del SW, cálidos y más secos, impide que a sotavento, es decir al norte de las cordilleras, las ondas establecidas aporten más que la típica turbulencia en aire seco. En cambio, en el caso de los flujos del NE, esa misma onda dinámica, puede activarse hídricamente por el aporte de vapor del Mediterráneo.

Al Levante español, el efecto foehn aporta un tiempo de elevadas temperaturas y sequedad que es especialmente agobiante en algunos días estivales. Conocido con el nombre de "ponent", refleja los mecanismos adiabáticos desencadenados por el relieve. Singularmente, se producen con el sople aéreo del NW (fig. 9).

En el cuadro II aparecen reflejados los porcentajes de frecuencias direccionales de los vientos asociados a las máximas temperaturas mensuales durante los diez años 1976 a 1985. Como puede apreciarse, el principal causante del foehn es el viento del NW, que junto al del NNW, suma más del 50% de los flujos aéreos en días de "ponent". A mayor abundancia y sumados a los vientos de W y N, otorgan al primer cuadrante, un 80% de los flujos aéreos coincidentes con la máximas térmicas.

En el cuadro III se aprecia otro rasgo importante de los "ponents". Éste es la notable

CUADRO II
Porcentaje de frecuencias

NW	31.5
N.N.W.	19.5
W	13.4
E.N.E.	8.8
W.N.W	6.7
N	6.7
E	4.0
N.N.E.	3.3
N.E.	3.3
E.S.E.	2.8

CUADRO III
Rango de velocidades

40 Km	3.3	Todo del E
De 41 a 50 Km	15.5	El 92% E y ENE
De 51 a 60 Km	24.5	Predominio N
De 61 a 70 Km	24.5	"
De 71 a 80 Km	17.8	"
De 81 a 90 Km	8.8	"
De 91 a 100 Km	3.3	"
100 Km	2.3	"

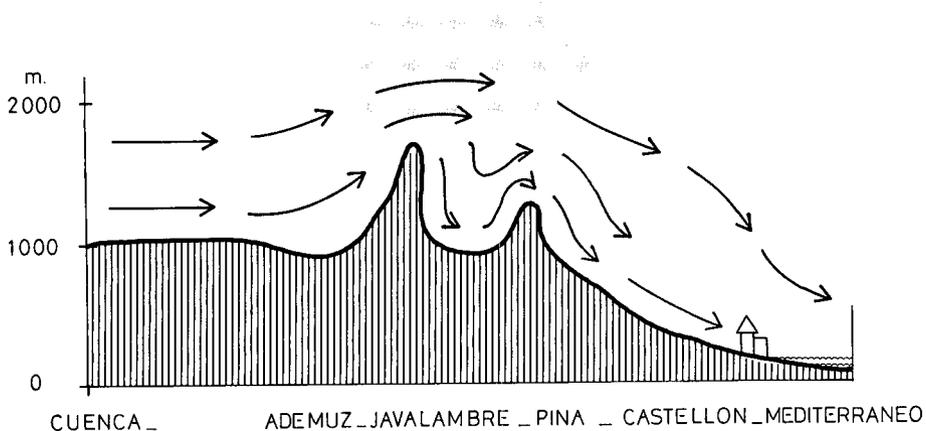


Figura 9. La configuración orográfica del Levante español actuando sobre flujos W y NW acentúa los efectos foehn.

velocidad de esos vientos. Así, el rango más alto lo ocupan los de velocidad comprendida entre 51 y 70 Km/h, con casi el 50%. Y todavía alcanzan una significación notable, más del 25%, los vientos de 71 a 90 Km/h. Sin duda y a falta de un mejor tipo de observaciones, esas altas velocidades evidenciarían la aceleración experimentada por los flujos aéreos descendentes de la orla orográfica meseteña hacia la costa levantina. Aceleración simultánea a la disminución del efecto friccional provocada al pasar de tierra a mar. En todo caso muy contrastada con la lentitud de soplo aéreo en los procesos de precipitación.

Este incremento de velocidad no es, por otra parte, ajeno a la gran diferencia de presión que se establece entre la vertiente occidental de los relieves ibéricos y de la costa. Esa diferencia de presión superficial debida a las distintas masas de aire entre las dos vertientes, puede ser estimada por la siguiente ecuación:

$$p_s = - (hg\bar{p}_s / R\bar{T}^2) T$$

Donde p_s es la presión en superficie y T la temperatura vertical media en el nivel h , que es el de la cresta montañosa. De este modo, la diferencia de presión entre Cuenca y Castellón, calculada para días de "ponent" acusado con diferencias de T , entre Cuenca y Castellón de 10°C dan valores de hasta 5 mb (fig. 10).

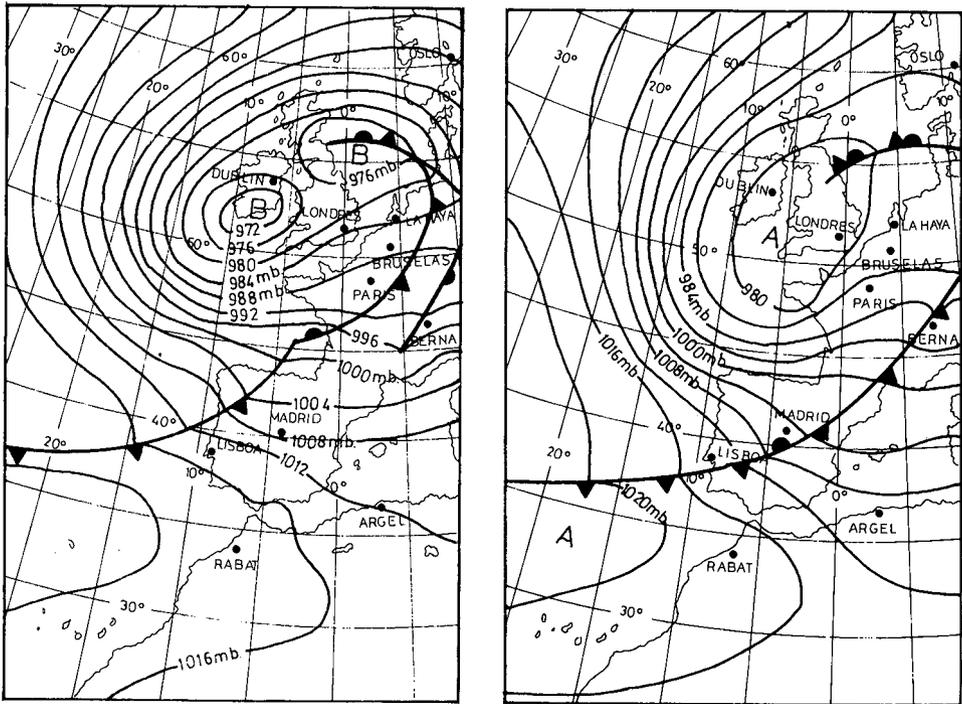


Figura 10a. Situación en superficie el 13-X-1982 a 12 h. Acusado soplo de flujos WNW y temperaturas máximas de 17°C en Cuenca y de 31°C en Castellón, 32°C en Alicante y 34°C en Murcia.

Figura 10b. Situación en superficie el 13-X-1982 a 18 h. El soplo del NW acentúa los efectos foehn del relieve.

CONCLUSIONES

Las observaciones y modelos teóricos desarrollados sobre el efecto del relieve en Alpes, Pirineos, pueden aplicarse igualmente al resalte orográfico Bético e Ibérico que respalda al Levante español. De este modo, sobre los flujos marítimos, la onda de ascendencia generada por el relieve actúa siempre como un factor potencial de desestabilización. Desestabilización que se ve reforzada cuando los vientos proceden del NE, a causa de los efectos friccionales costeros. Las precipitaciones se producen, incluso, en situación anticiclónica, si bien son en momentos de bajo valor bórico e inestabilidad atmosférica cuando se acentúan.

Los mismos factores orográficos y friccionales pueden reconocerse en el "ponent" o efecto "foehn". Ello acontece especialmente con los flujos castellanos del NW que alcanzan las llanuras levantinas con una notable subsidencia a sotavento de los relieves. A los procesos adiabáticos van a unirse los dinámicos del efecto friccional debido a la discontinuidad tierra-mar. Los flujos se aceleran sobre el mar y la divergencia se acentúa. No es otra la extinción de los mismos frentes atlánticos que alcanzan las tierras levantinas.

Bibliografía

- ESTIENNE, P. et GODARD, E. (1970): *Climatologie*. Armand Colin, Col. U., Paris, 365 pp.
- GIL OLCINA, A. (1983): "Lluvias excepcionales en la noche del 19 al 20 de octubre de 1982 y riada en el Barranco de las Ovejas". *Lluvias torrenciales e inundaciones en Alicante*, 129 pp.
- HOINKA, K.P. (1984): "Observaciones of a Mountain-Wave Event Over the Pyrenees". *Tellus*, 36, A, pp. 369-383.
- HOINKA, K.P. (1985): "Observation of the Airflow Over the Alps during a Foehn Event", *Q.J.R.M.S.* 111, pp. 199-224.
- KLEMP, J.B. and LILLY, D.K. (1975): "The Dynamics of Wave-Induced Downslope Winds". *Journal of the Atmospheric Sciences*. pp. 320-339.
- KUETTNER J.P. (1981): "Aspects maritimes de l'expérience Alpine" ("Alpex"). *Met-Mar*, 113, pp. 2-3.
- LILLY, D.K. (1972): "Wave Momentum Flux". *Bulletin American Meteorological Society*, pp. 17-27.
- LILLY, D.K. and KENNEDY, P.J. (1973): "Observations of a Stationary Mountain Wave and its Associated Momentum Flux and Energy Dissipation". *Journal of the Atmospheric Sciences*, 30, pp. 1135-1152.
- LILLY, D.K. and alt. (1982): "Aircraft Measurements of Wave Momentum Flux Over the Colorado Rocky Mountains", *Q.J.R.M.S.*, 108, pp. 625-642.
- NAYA, J.A. (1984): *Meteorología Superior*. Espasa-Calpe, Madrid, 546 pp.
- OERLEMANS, J. (1980): "A Case Study of a Subsynchronous Disurbance in a Polar Outbreak". *Q.J.R.M.S.*, 106, pp. 313-325.
- PEDELABORDE, P. (1970): *Introduction a l'étude scientifique du climat*. Paris, 246 pp.
- QUENEY, (1977): "Synthèse des travaux theoriques sur les perturbations de relief". *La Météorologie*, VI, 8, 9, pp. 111-153.
- QUEREDA, J. (1985): "Ciclogénese et convection dans le levant espagnol", *La Météorologie*, VII, 6, pp. 6-10.
- RODRIGUEZ, P. (1962): "Máximos de viento y formación de depresiones sobre la Península Ibérica y mar Mediterráneo Occidental". *Revista de Geofísica*, C.S.I.C., Madrid, 67, pp. 275-304.
- ROELOFEN, J.C. and alters (1986): "Frictional convergence at coastlines", *Tellus*, 38, A, pp. 397-411.
- SCHAW, D.J. and RAD, D.B. (1983): "Barotropic Oscillations of the Mediterranean and Adriatic Seas". *Tellus*, 35, A, pp. 417-427.
- SMITH, R.B. (1978): "A Measurement of Mountain Drag". *American Meteorological Society*, 35, pp. 1644-1654.
- STRINGER, E.T. (1972). *Foundations of Climatology*. San Francisco, 566 pp.
- TAYLOR P.A. (1969): "The Planetary Boundary Layer Above a Change in Surface Roughness". *J. Atmos. Sci.*, 26, pp. 432-40.

- THEPENIER, R.M. et CRUETTE, D. (1977): "Role des cumulonimbus dans l'évolution des perturbations cycloniques des régions méditerranéennes". *La Météorologie*, pp. 165-171.
- THEPENIER, R.M. (1983): *Etude des perturbations nuageuses de l'Hémisphère Nord: rôle de la convection dans la cyclogénèse*. Thèse de Doctorat d'Etat, 2 vols.
- TIBALDI, S. and BUZZI, A. (1983): "Effects of Orography on Mediterranean Lee - Cyclogenesis and its Relationship to European Blocking". *Tellus*, 35, A, pp. 269-286.

Résumé: Effets orographiques et de friction dans le climat du Levant espagnol

Quoique l'impression générale que donnent la plupart des textes climatologiques est celle que tout mouvement dans l'atmosphère se fait dans un sens horizontal conformément à l'image familière qui se dégage des cartes de vents moyens (E.T. Stringer, 1972, p. 138), le fait est que les mouvements aériens verticaux partagent l'importance avec les horizontaux dans l'explication du modèle géographique des précipitations, nébulosité et autres éléments du climat. Les mouvements verticaux se trouvent influencés de façon décisive par les effets de friction et orographiques.

Ces deux effets acquièrent une importance toute particulière dans la climatologie du Levant espagnol dont la configuration orographique dispose sur la même ligne de côte une chaîne de reliefs atteignant rapidement jusqu'à 1000-1800 m d'altitude (fig. 1). Ligne de côte où la chaleur de la Méditerranée a fait que les études climatologiques aient insisté sur le contraste thermique air-terre-mer (J. Quereda 1985) sous-estimant les effets dynamiques associés au relief (P. Rodríguez, 1958) et au contact terre-mer.

Abstract: Orographic and frictional effects on the climate of the Spanish Levant

Although the general impression transmitted by the majority of climatological texts is that all atmospheric movement is in a horizontal direction, according to the familiar sight of average wind maps (E.T. Stringer, 1972, p. 138), the truth is that vertical air movements share importance with the horizontal ones in explaining the geographic models of precipitation, cloudiness and other weather elements. Some vertical movements that are decisively influenced by frictional and orographic effects.

Both effects are particularly important in the case of the Spanish Levant climatology, where the orographic configuration consists of a steep relief along the coastline, rising rapidly from 1000-1800 m (fig. 1), a coastline, where the warmth of the Mediterranean has caused climatological studies to center their interest on the thermic air/land/sea contrast (J. Quereda, 1985), underestimating the dynamic effects associated with the relief (P. Rodríguez, 1958) and the land/sea contact.