

METEOROLOGIA APLICADA

REMOLINOS EN LA ATMOSFERA, EFECTO MAGNUS Y MAXIMOS DE VIENTO ⁽¹⁾

por

MARIANO MEDINA

Meteorólogo

RESUMEN

Se razona cómo en los bordes norte y sur de las corrientes en chorro, en régimen estacionario, deben existir remolinos cilíndricos de eje vertical con vorticidades positiva y negativa, respectivamente, y situados en sucesión alternada. Tales remolinos tienen un movimiento de traslación retardado con relación a la corriente en que están sumergidos, surgiendo un efecto Magnus que tiende a incrementar la velocidad del chorro y a ondularle en ondas de pequeña longitud y perfectamente simétricas y regulares. El efecto de ondulación origina una cizalladura en las líneas de corriente que provoca máximos de viento a intervalos regulares, coincidiendo con las zonas de inflexión sucesivas.

Se explica cómo la activación de algunos de estos remolinos conduce a la desviación hacia el sur de la corriente en chorro, a la aparición de chorros regionales y, recuperado el equilibrio, a la ciclogénesis en superficie.

Se estudian luego la reactivación de las bajas frías y las roturas hacia el norte del chorro intertropical.

El fenómeno se generaliza para otras corrientes distintas de la del chorro. Y se deduce la probable existencia de un caso de interés para España en ciertos tipos de invasiones del Norte.

SUMMARY

The author of this work explains how in the north and south borders of the jet currents of air, which are stationary, there must

(1) Este trabajo sirvió de tema para el Coloquio del Instituto Nacional de Geofísica celebrado el 3 de marzo de 1959.

exist cylindrical vortices with a vertical axis either with negative or with positive vorticities in alternate succession. These vortices have a delayed translation movement which is very slow in relation to the current in which they are submerged, thus producing a Magnus effect which tends to increase the speed of the jet and to undulate it in short symmetric and regular waves. This undulation effect shears the line of the current producing strong winds at regular intervals which coincide with the successive zones of inflection. He also explains that the activation of these vortices deviates the jet currents to the south, makes local jets appear and, recovering its balance, produces surface cyclogenesis.

He then studies the reactivation of the cold lows and the breaking to the north of the intertropical jet.

The author points out that this phenomenon also takes place in other kinds of currents and he deduces the possible existence of a case which may be of some interest for Spain when certain kinds of invasions from the North take place.

La corriente en chorro, por la causa que la origina, tiende a ser estacionaria: un cinturón de vientos de circulación zonal, de Oeste a Este. Esta corriente, según Riehl («Trans. Amer. Geophysic». Unión 29, pág. 175), no puede, de por sí, originar ciclogénesis, aunque su cooperación en tal sentido es muy importante. Como la realidad es que el chorro sufre roturas y que a su izquierda tienen lugar las ciclogénesis más importantes, se ha hablado de «agentes concentradores» y de acciones locales especialmente intensas. Otra cosa comprobada perfectamente es la regular distribución de máximos y mínimos de viento a lo largo de la citada corriente cuando ésta sigue la dirección de un paralelo geográfico; es decir, cuando el equilibrio termodinámico que la origina no ha sufrido alteraciones.

Yo voy a exponer aquí una idea, nacida de un hecho que todo el mundo conoce: El aire es un fluido real. Por ello, los efectos de la viscosidad serán los que diferencien su comportamiento del que tendría un fluido perfecto. Algunas consecuencias deducidas de esto son las que voy a razonar cualitativamente. Se comprenderá en seguida que la comprobación cuantitativa es muy difícil. Tómese todo, pues, como una teoría más, para cuya justificación les ofreceré hechos observados concretos.

La afirmación inicial es la siguiente: «En los bordes norte y sur de las corrientes en chorro, en régimen estacionario, deben existir remolinos cilíndricos de eje vertical, con vorticidad positiva y negativa, respectivamente, y situados en sucesión alternada. Estos remolinos tienen un movimiento de traslación retardado con relación a la corriente en la que están sumergidos, surgiendo un efecto Magnus que tiende a incrementar la velocidad del chorro y a ondularle en ondas de pequeña longitud y perfectamente simétricas y regulares. El efecto de ondulación origina una cizalladura en las líneas de

corriente que provoca máximos de viento a intervalos regulares, coincidiendo con las zonas de inflexión sucesivas».

En primer lugar, deben existir remolinos. En efecto: imaginemos la corriente en chorro como una especie de río aéreo en régimen laminar. He recordado ya el hecho axiomático y fundamental de que el aire —en cuyo interior discurre la corriente— no es un fluido perfecto. La viscosidad determinará que, desde los bordes del tubo central, hacia fuera, los vientos del Oeste sean de velocidades decrecientes; es decir, la velocidad será una función continua de la distancia l . La distribución de velocidades será como la mostrada en la figura 1. Se trata, pues, de una corriente laminar rota-

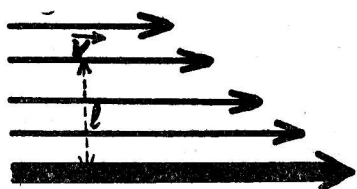


Fig. 1.

cional, con un valor muy elevado de $\text{rot } \vec{v}$ en los bordes mismos del chorro o tubo central, y otro menos grande en las sucesivas capas inmediatas. En el interior del tubo central o eje del chorro, será $\text{rot } \vec{v} = 0$.

Es sabido que en las zonas de discontinuidad que separan masas fluidas con velocidades diferentes, se originan remolinos,

que giran «como rodillos intercalados entre ambas masas fluidas». En nuestro caso hay una discontinuidad muy notable, correspondiente a la capa en que $\text{rot } \vec{v}$ es máximo. El remolino nacerá como se esquematiza en la figura 2, correspondiente al borde norte.

El remolino queda sumergido en la corriente y es arrastrado por ella con una velocidad que debe ser la velocidad media $(V + v)/2$. El remolino al girar, y teniendo en cuenta, una vez más, la viscosidad, trata como de «rodar» en sentido contrario al de la corriente de arrastre; y aparecerá una fuerza de rozamiento por rodadura R proporcional al momento M del par de giro: $R = \xi M$, donde ξ será un coeficiente de rozamiento que podemos llamar «coeficiente de autonomía del remolino».

ξ dependerá de $\frac{dv}{dl}$, del valor de la viscosidad y de la superficie de contacto.

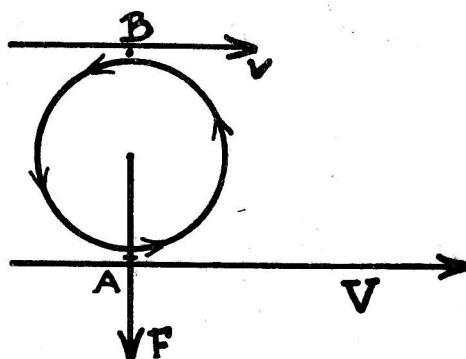


Fig. 2.

La fuerza R crea una aceleración de sentido contrario al del movimiento de arrastre. Y el remolino debe tener un movimiento de traslación retardado con relación al fluido en que está sumergido.

En estas condiciones surgirá el efecto Magnus, apareciendo una fuerza desviadora F , normal a las líneas de corriente del fluido y a las del remolino, y cuyo sentido es el de la circulación del remolino en el borde de ataque. Es la fuerza F de la figura 2.

Quizá pueda parecer la demostración anterior un poco alambicada. Puede ofrecerse otra más palpable. En efecto: el hecho de nacer el remolino es suficiente para aumentar el contraste de velocidades entre sus bordes norte y sur. La línea de corriente que pase por el centro del remolino es la única que conservará su velocidad $= (V + v)/2$. Pues si es v la velocidad lineal en los bordes del remolino, en los puntos B la velocidad resultante será mínima y valdrá $V - v$; mientras que en los puntos de la generatriz que pasa por A, dicha velocidad resultante será máxima, y su valor $V + v$.

Este aumento de velocidad en los puntos A es muy importante, por sus consecuencias: Provoca una disminución de presión por efecto Bernouilli que, ayudada por el aumento de presión —menos intenso— en los puntos B, da como resultado la aparición de la fuerza desviadora F , que no es otra cosa que el efecto Magnus.

Lo mismo, pero con vorticidad negativa, ocurrirá al lado derecho de la corriente en chorro. Y los sucesivos remolinos a un lado y a otro de la zona central, irán formándose de modo alternativo, apareciendo el fenómeno en su conjunto como si el chorro fuese un tubo elástico que circulase entre rodillos, tal como indica la figura 3. Es un fenómeno similar, aunque con

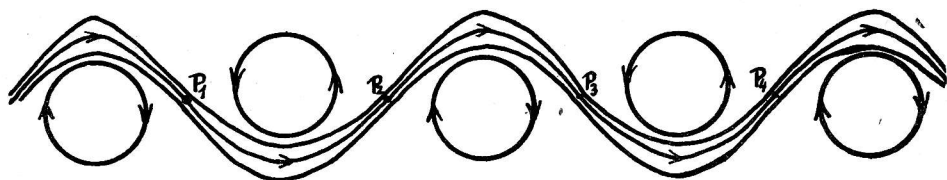


Fig. 3.

sentidos de giro contrarios, al conocido del ondear de las banderas cuando el viento es uniforme (fig. 4). Los giros son al revés; porque en ambas caras de la bandera la velocidad es mínima, mientras que en el chorro la velocidad es máxima.



Fig. 4.

Los máximos de viento aparecerán en los puntos $P_1, P_2, P_3 \dots$ (figura 3), no sólo por un efecto de cizalladura que hace aumentar el gradiente isobárico, sino que además hay un efecto Bernouilli por partida doble entre cada dos remolinos de lados opuestos. El conjunto total permanecerá en equilibrio dinámico. Pero ya tenemos explicada, de un modo que parece lógico, una de las particularidades más características de las corrientes en chorro: la

distribución de máximos y mínimos de intensidad alternados, de modo que en los mapas de isotacas, los máximos aparecen «como las cuentas de un rosario», y «colocados en línea zonal» (línea $P_1 \dots P_n$). Este último hecho ha enmascarado, probablemente, el verdadero aspecto ondulado de la corriente en chorro. Un chorro rectilíneo correspondería a la más sencilla de las soluciones hidrodinámicas. Pero no a la solución real; de la misma manera que una bandera no permanece rígida y plana desplegada a un viento uniforme.

Sin embargo, esto no explica las roturas de la corriente, los chorros regionales y los máximos muy destacados de viento, semejantes a minúsculos chorros, que aparecen en ocasiones en lugares alejados de la corriente en chorro verdadera o de los chorros regionales.

Y es lógico que no lo pueda explicar. Si lo explicase estaría en contradicción con la afirmación de Riehl al principio expresada. Lo que hubiera sido suficiente para que yo estuviese convencido de lo absurdo de mis ideas y las hubiese abandonado en seguida.

No obstante, ya tenemos un hecho importante: en la corriente en chorro existen vorticidades regularmente distribuidas, que se compensan de tal modo que el conjunto aparece como carente de vorticidad. Pero bastará que surja una acción local anormalmente intensa, que refuerce el $\text{rot } \vec{v}$ de un remolino cualquiera, para que el equilibrio se rompa.

En la corriente en chorro polar ocurrirá esto cuando la masa de aire fría se desborde en punta por una zona estrecha. Estos desbordamientos es indudable que ocurren de vez en cuando y con intensidades diferentes. Sea el motivo el aumento de actividad en determinadas zonas del Sol, o sea otro cualquiera el motivo, lo cierto es que ocurren. El aire frío, lanzado con energía hacia el S., es desviado por la fuerza de Coriolís, y es absorbido tangencialmente por alguno o algunos de los remolinos ciclónicos del lado izquierdo del chorro, como esquematiza la figura 5.

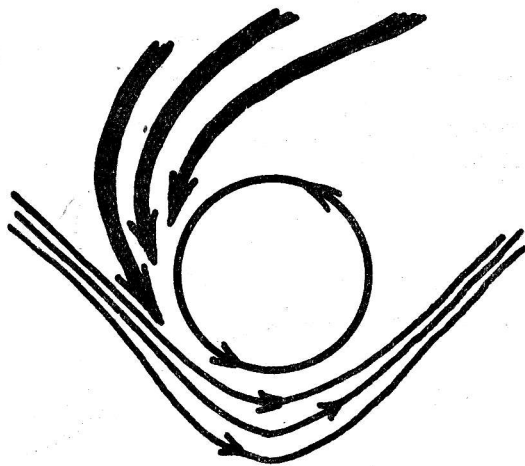


Fig. 5.

La energía del remolino aumenta entonces por el impulso tangencial que recibe, y por la mayor densidad del aire que llega. La fuerza R aumenta, el movimiento de traslación del remolino se hace más retardado y aumenta el valor de la fuerza desviadora. El equilibrio queda roto.

Aparece entonces una zona del chorro en la que el efecto Magnus antes descrito se manifiesta de modo más intenso: la cizalladura de las isohipsas se empieza a hacer patente, comenzando a apreciarse en los mapas de topografías absolutas de las superficies isobaras, y el chorro se bifurca. Es la aparición de la «zona de delta» del chorro de que ha hablado Scherhag. Y también la más generalizada «situación rombo» descrita por Linés. Es razonable pensar que la disminución de presión en los puntos A de la figura 2, es más intensa que la subida de presión en los puntos B, ya que la

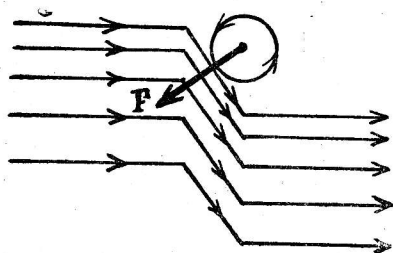


Fig. 6

velocidad de pérdida de masa en A debe ser superior a la de acumulación de masa en B. En consecuencia, la cizalladura debe ser más violenta hacia abajo (según se mira la figura). El efecto de cizalladura se representa en la figura 6. La situación aparece como indica la figura 7. La figura no es, desde luego, con exactitud la de un rombo; sino que, como dice Linés, «recuerda a un rombo» (REVISTA DE GEO-

FÍSICA, núm. 58, 1956). Se comprende que el efecto de cizalladura será más violento en el que podemos llamar lado descendente del rombo, donde aparecerán los vientos más fuertes.

Pero el efecto continúa, sólo que como el viento máximo aparece en la

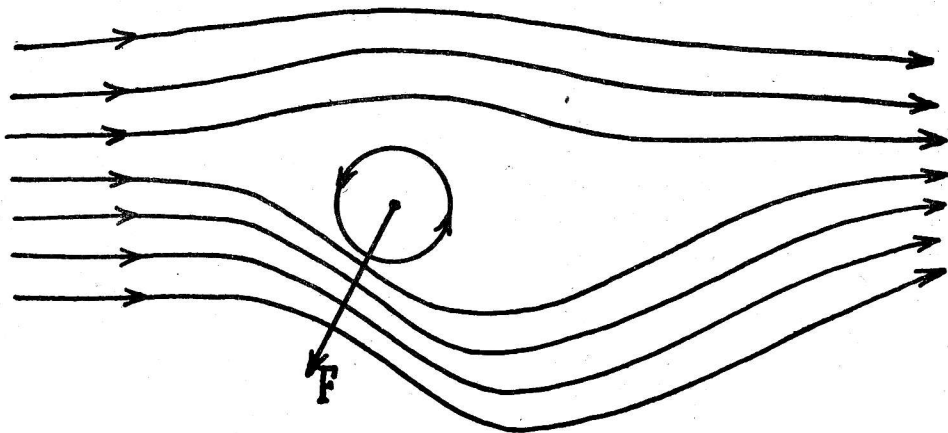


Fig. 7.

rama descendente, la fuerza desviadora F será ahora como la representada en la figura 6, y la corriente más fuerte seguirá desviándose progresivamente hacia su derecha. Y nótese algo importante: la fuerza de Coriolis «ayuda» a la fuerza desviadora de Magnus.

El proceso puede conducir a la rotura completa del chorro, es decir, a forzar la circulación meridiana $N \rightarrow S$.

¿Hasta cuándo durará el proceso? Depende de la energía cinética del remolino. Si es grande, la velocidad de traslación es pequeña y el efecto desviador persistirá mucho tiempo. Mientras tanto, el remolino se sigue propagando a niveles más bajos, con el aumento de vorticidad positiva demostrado por Palomares («Efectos de la corriente aérea en chorro sobre las capas atmosféricas inferiores», por M. Palomares, REVISTA DE GEOFÍSICA, número 58, año 1956, páginas 167-172) y disminuyendo su energía.

Al mismo tiempo el aumento de velocidad en la rama descendente provocará un aumento en la vorticidad negativa del remolino situado al W. y al otro lado del chorro, apareciendo una tendencia progresiva a restablecer el equilibrio. La ondulación del tubo central tiende a adquirir de nuevo simetría, aunque con ondas más pronunciadas: Ha aumentado la amplitud de la ondulación. La línea de seno aparece marcada con la máxima claridad. En este momento la fuerza desviadora ha pasado ya por su valor máximo. Si el remolino no recibe nuevos impulsos empieza a disminuir su energía, dedicando ésta ahora, principalmente, a originar ciclogénesis. ¿Dónde se mani-

festará ésta en superficie? Hay una zona que debe ser la más favorecida. Es la enmarcada por un rectángulo en la figura 8. En efecto: Es sabido que en una distribución como la de la figura 8, las zonas de máxima vorticidad positiva son unas áreas como las A y B rayadas en la figura. En cuanto se alcanza el equilibrio, la vorticidad positiva de ambas se propaga hacia niveles más bajos con rapidez. El efecto de disparo será igualmente fuerte en A que

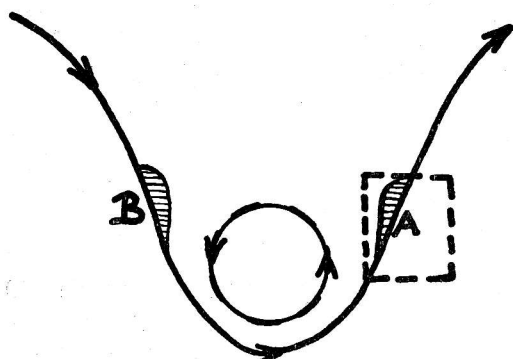


Fig. 8.

en B. Pero como la onda se propaga hacia la derecha, la zona donde estaba B va siendo invadida por un área anticiclónica que impide el ahondamiento. Esto no ocurre en A. Pero, además, el ahondamiento iniciado en A, aparte de encontrar facilidades para proseguir, recibe otros dos impulsos sucesivos que le refuerzan. Son, el primero, el paso del remolino que, de por sí, está creando ciclogénesis; y el segundo, la llegada de la zona B. Naturalmente, la puesta en fase del remolino con la baja de superficie coincidirá con la máxima actividad, aunque, en general, no con la máxima profundidad; ya que puede después seguir ahondándose. La coincidencia entre máxima actividad y máxima

profundidad ocurrirá de modo apreciable en los senos muy pronunciados, muy estrechos.

Que todo esto es una realidad apreciable en los mapas sinópticos, no voy a tratar de comprobarlo con ejemplos buscados por mí. En la publicación NWRP 13-0758-012 de United States Navy, del Naval Weather Service, titulada «An aid to forecasting weather in the Mediterranean Sea», publicada en septiembre de 1958, aparecen las figuras que allí rotulan como figuras 1.1, 1.2 y 1.5, que reproducimos aquí como figuras 9, 10 y 11, respectivamente.

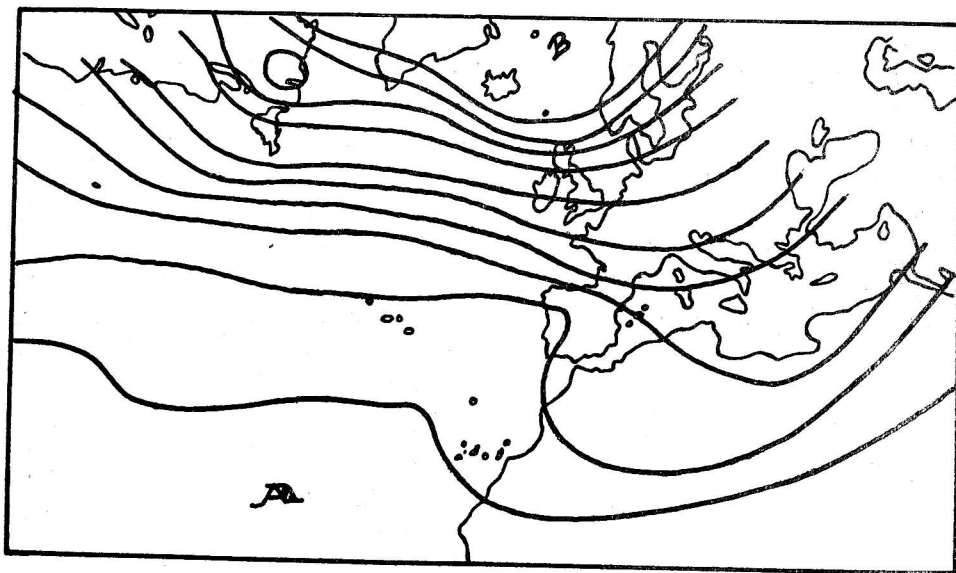


Fig. 9.

La figura 9 muestra un mapa compuesto de la topografía absoluta de 500 milibares de cinco ocasiones, cuarenta y ocho horas antes de que aparezca ciclogénesis en el Mediterráneo. Observen el lado descendente del chorro con el máximo gradiente al Sur de Islandia, pero sin que el seno sea todavía simétrico ni esté bien definida una zona de inflexión de las isohipsas. Aún no se ha establecido el equilibrio. La figura 10 es lo mismo que la 9, pero veinticuatro horas antes de que la ciclogénesis aparezca. El seno es ya apreciablemente simétrico. El círculo lleno marca el punto de inflexión con el máximo de viento y el círculo vacío la posición media en que la ciclogénesis tuvo lugar veinticuatro horas después. En la figura 11, las cruces marcan las posiciones de los puntos de inflexión para los casos en que la ciclogénesis tardó en aparecer en superficie veinticuatro horas; los círculos vacíos para los casos de cuarenta y ocho horas; y los triángulos para los casos de setenta y dos horas. Todos ellos situados con relación a ciclogénesis aparecidas en el lugar

marcado con un círculo lleno (en Italia), y representados en un mismo único mapa para lograr una mejor representación del lugar medio en que el suceso tuvo lugar. Da una idea del tiempo que transcurre entre el establecimiento de la corriente del NW. intensa y aquel en que la ciclogénesis ocurre; como

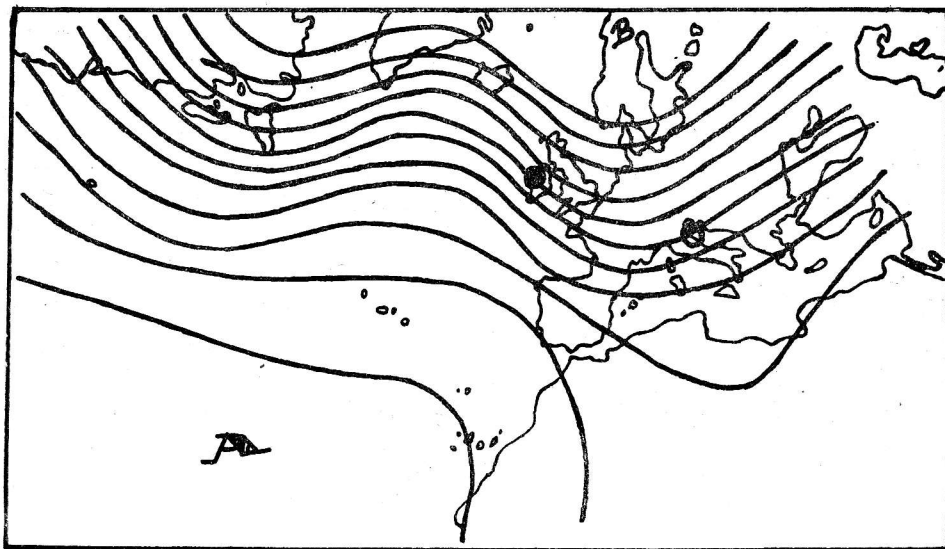


Fig. 10.

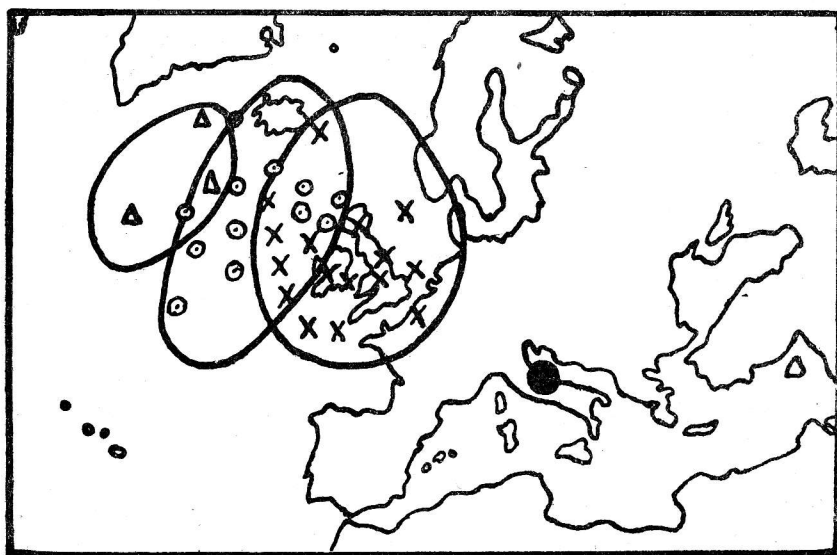
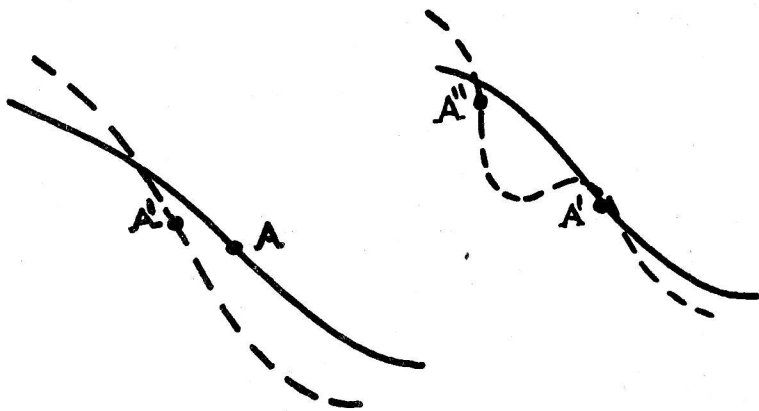


Fig. 11.

asimismo del sitio en que ésta aparece. Y creo que es una buena comprobación experimental de las ideas antes expuestas.

Sin embargo, esto no es todo. No hay motivo para pensar que el desbordamiento del aire frío causante de todo el proceso no vaya a repetirse. Es más, es un hecho observado que suele ocurrir en oleadas, como el flujo y reflujo de una marea. Si dos o más de estas oleadas sucesivas están separadas por un intervalo de tiempo comprendido entre ciertos límites, no habrá acabado el proceso ciclogénético antes descrito, cuando un nuevo remolino enérgico aparecerá por la rama descendente del chorro. Se traducirá esto en nuevos aumentos de la intensidad del viento, apareciendo unos nuevos máximos emigrantes; y en una mayor desviación de la corriente del NW, que se irá haciendo más del N. Esto dará lugar a un retroceso en el punto de inflexión (fig. 12), efecto de por sí suficiente para aumentar, por cizalladura, el valor del máximo de viento en él. Pero, además, el nuevo efecto Magnus provocará una nueva cizalladura local de las isohipsas dentro de la corriente del NW., lo que significará la aparición de un nuevo seno, un seno secundario (fig. 13).

La correspondiente zona de ciclogénesis en superficie aparecerá, natural-



Figs. 12 y 13.

mente, al oeste de la primera. Es el caso conocido como de ciclogénesis repetida.

Y volvemos a casos reales que aparecen estudiados en el mismo trabajo últimamente citado, figuras 1.7 y 1.8. La figura 1.7 la reproducimos aquí como figura 14.

El día 15 de diciembre de 1952 el punto de inflexión en 500 milibares aparecía en A, con viento del NW. y una velocidad estimada de 90 nudos. La línea de seno va de Bruselas a Ibiza y el conjunto (línea continua) es ya simétrico. La zona de ciclogénesis apareció en el norte de Italia al día si-

guiente, día 16 de diciembre. Este día, el punto de inflexión en 500 milibares aparece al oeste de París, en el punto B, y la velocidad del viento ha disminuido a 70 nudos; la isohipsa central es la de trazos, y en ella ya se vislumbra la iniciación de un seno muy al suroeste de Islandia. El día 17 (línea de puntos y trazos) aparece ya un nuevo enérgico punto de inflexión en el

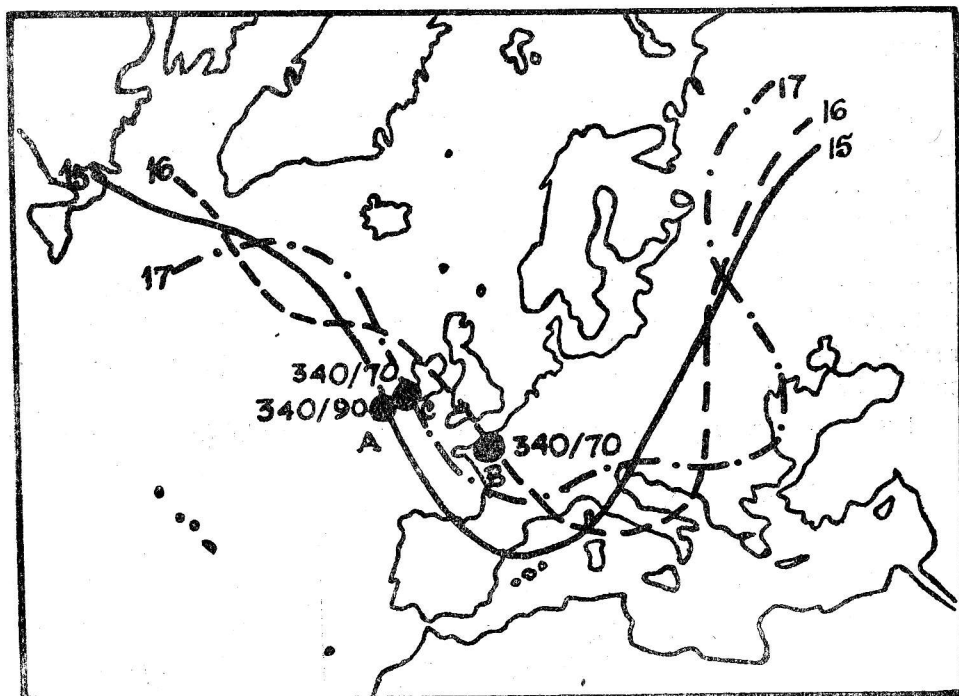


Fig. 14.

suroeste de Irlanda, en C, con velocidad estimada de 70 nudos (KTS). Es evidente que, o este valor es incorrecto por defecto, o el B por exceso; como tampoco son exactas las direcciones de 340 grados que aparecen en tal figura para ambos puntos. No hay más que comparar las direcciones de las isohipsas correspondientes, y tener en cuenta que son puntos de inflexión, para darse cuenta de que en C el viento es más del N. que en B, lo que debe corresponder a un mayor gradiente y a una mayor fuerza del viento.

El conjunto, considero que es suficiente comprobación de la teoría antes expuesta sobre ciclogénesis repetida.

La figura 1.8 del trabajo citado se refiere a lo ocurrido los días 11 al 15 de febrero de 1952 y abunda en las mismas conclusiones, por lo que me abstengo de reproducirla.

Y volvemos a examinar la figura 7 a la luz de lo hasta aquí expuesto. Se

comprende que al profundizar hacia el Sur el remolino allí dibujado, el efecto de subida de presión, con la correspondiente disminución de la fuerza del viento al norte del remolino, irá disminuyendo progresivamente; hasta que el chorro inicial reaparezca. Que esto ocurre, es cosa conocida, diciéndose que el chorro «se rehace»; y la expresión es buena. Los tramos de viento fuerte que aparecen entonces en uno de los bordes del remolino en latitudes más bajas, tienen el aspecto de trozos de chorro y se suelen denominar «chorros regionales».

Posiciones relativas en superficie y en altura de los mínimos cerrados de presión y sus consecuencias.—Cuando el remolino inicial se ha reflejado en el suelo mediante el proceso ciclogénico descrito, puede aparecer el tubo de torbellino con distintas inclinaciones y orientaciones, dando lugar a diferentes posiciones relativas de los mínimos, arriba y abajo. Cinco son los casos que suelen darse en la práctica. En todos ellos el índice más importante es el ángulo α de inclinación del vector torbellino con relación a la dirección W. $\rightarrow$ E. Importancia, pero menos, tiene el ángulo β de dicho vector con la dirección S. $\rightarrow$ N.

1.^{er} caso (fig. 15). Vector torbellino $\vec{b}$ muy inclinado (α muy pequeño

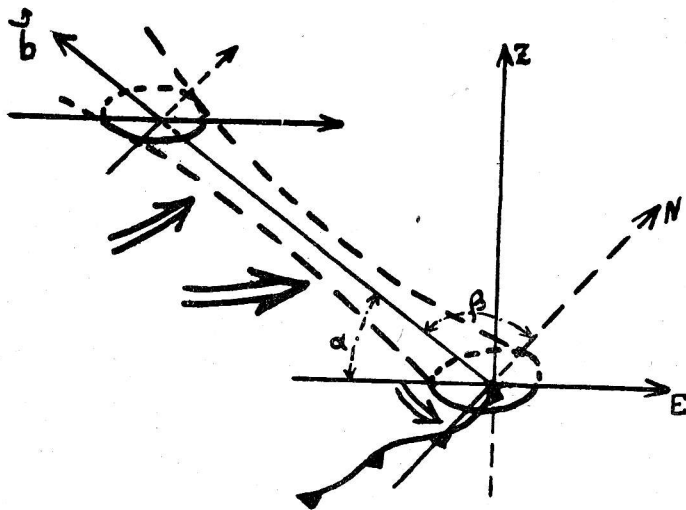


Fig. 15.

$\alpha < 45^\circ$). Hay una advección de aire cálido en niveles medios, mostrada por la flecha doble; tanto más cálida cuanto mayor sea β . Se irá estrangulando el tubo de torbellino. Puede acabar por cortarse, quedando una cúpula de aire frío pegada al suelo. Situación en superficie de movimiento muy lento. Si en el camino encuentra una costa o un impedimento orográfico, quedará

casi estacionaria. El frente frío se pondrá en seguida paralelo a las isohipsas, se irá ondulando y habrá frontolisis. Superpuestos los mapas de superficie y 500 milibares, las posiciones relativas serán como indica la figura 15 b.

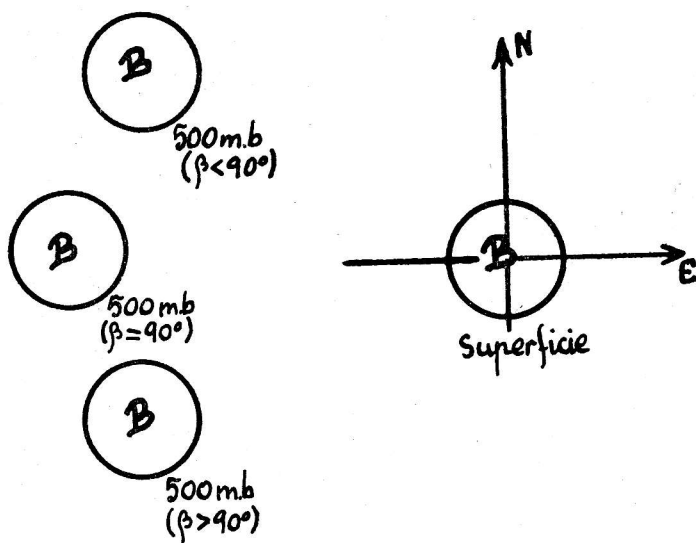


Fig. 15 (b)

2.º caso (fig. 16). El ángulo α es grande ($90^\circ > \alpha > 45^\circ$); el $\beta < 45^\circ$; es decir, el eje vertical muy inclinado con respecto a la dirección S. $\rightarrow$ N., pero poco con la W. $\rightarrow$ E. Superpuestos los mapas de superficie y 500 milibares las posiciones relativas serán como indica la figura 16 b. La advección (flecha gruesa) es moderadamente fría, el tubo no se corta, el remolino sigue formando una unidad. Su movimiento será normal. Seguirán apareciendo máximos de viento en los sitios lógicos. El frente frío será normal en cuanto a actividad y velocidad.

3.º caso (fig. 17). $\left\{ \begin{matrix} 90^\circ > \alpha > 45^\circ \\ 90^\circ > \beta > 45^\circ \end{matrix} \right\}$. Tubo grueso poco inclinado; el campo de velocidades que crea el tubo de torbellino es importante; advección poco fría que rodeará al tubo de torbellino sin estrangularlo; movimiento normal. Frente frío de velocidad y actividad moderadas. Superpuestos los mapas de superficie y 500 milibares, las posiciones relativas serán como indica la figura 17 b.

4.º caso (fig. 18). $\alpha > 90^\circ$. Es el menos frecuente en la práctica. La advección es del N., directamente contra el frente frío a todas las alturas. Este será muy rápido y muy activo hasta colocarse en la dirección de los meridianos. Luego habrá frontolisis. Superpuestos los mapas de superficie y 500 milibares, las posiciones relativas serán como indica la figura 18 b.

5.º caso (fig. 19). $\alpha \simeq \beta \simeq 90^\circ$. No hay frentes. Estos, si existían, acaban por desaparecer al homogeneizarse la masa que gira. Corriente de componente N. al Oeste, y de componente S. al Este. Está aislado de la corriente general. Situación casi estacionaria, con un ligero movimiento oscilante de acuerdo con las fuerzas desviadoras que pueden surgir tanto al Oeste como al Este, direcciones en las que los vientos serán más fuertes correspondiendo a pequeñas zonas de inflexión.

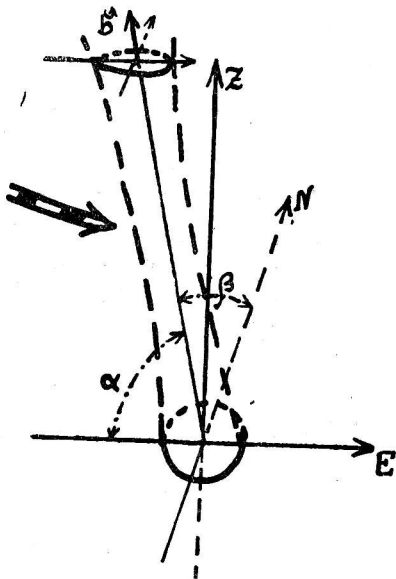


Fig. 16

Reactivación de bajas frías aisladas.— La situación de la figura 19 aparece sobre los mapas del tiempo como indica la figura 20, tanto en superficie como en 500 milibares, coincidiendo apreciablemente ambos centros al superponer los correspondientes mapas. Se trata de una baja fría casi estacionaria que pierde actividad. Es sabido que puede reactivarse si le llega un flujo de aire frío en niveles altos. Según explica Linés en una de sus comunicaciones en la REVISTA DE GEO-

FÍSICA, la reactivación ocurre cuando un nuevo seno, que viene del Oeste en latitudes superiores, llega a ponerse en fase con el vórtice estacionario, es decir, cuando sus líneas de seno quedan alineadas. Esto, con una ligera variación, es lo que se deduce según el punto de vista que estoy ofreciendo. La acción debe ser compleja. El mayor efecto debe ser el de la corriente del NW. que reaviva el remolino según un proceso análogo al explicado en la figura 5. Para esto no es necesario que las líneas de seno (líneas dobles de la figura 21) lleguen a alinearse perfectamente. Es más, la acción más intensa ocurrirá un poco antes de que tal cosa suceda, cuando la línea de seno nueva sufre una pequeña detención al tropezar con la zona de acumulación de masa que hay al norte del remolino estacionario. La

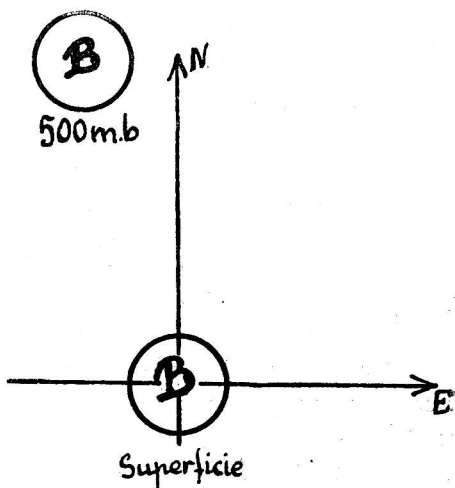


Fig. 16 (b)

distribución se hará asimétrica (fig. 21) y el seno nuevo tenderá como a meterse por el lado occidental de la baja fría, lanzando por ahí la corriente

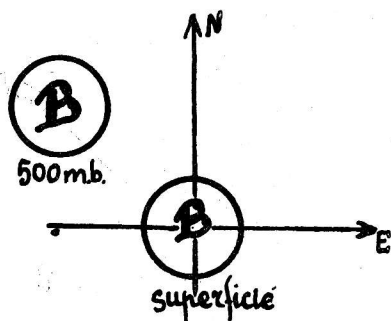


Fig. 17 (b)

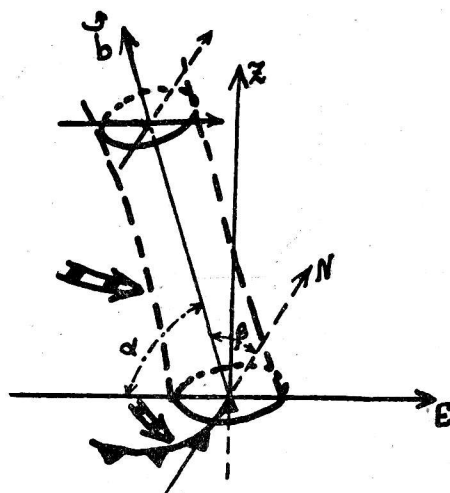


Fig. 17.

de aire frío, sobre la que actuará una fuerza de succión en esa zona. El mismo Linés, en las figuras que presenta, muestra, honradamente, las líneas

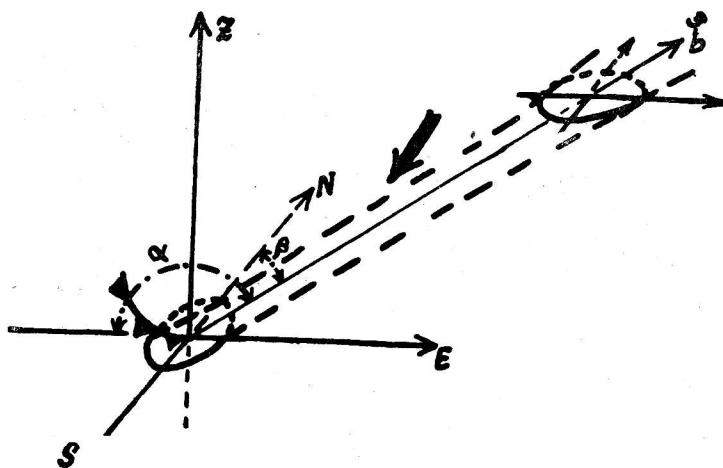


Fig. 18.

de seno formando un pequeño ángulo, que confirma el punto de vista aquí expuesto. Pero, sobre todo, lo que garantiza más claramente que las cosas ocurren así, es la disposición que aparece, para estos casos, en la topografía relativa 500/1.000 milibares. Es la mostrada en la figura 22, que es copia de

la figura 8 de un artículo mío aparecido en la *Revista de Aeronáutica* (núm. 171, febrero, 1955) y escrito en otoño de 1954, en el que se siguen las ideas de

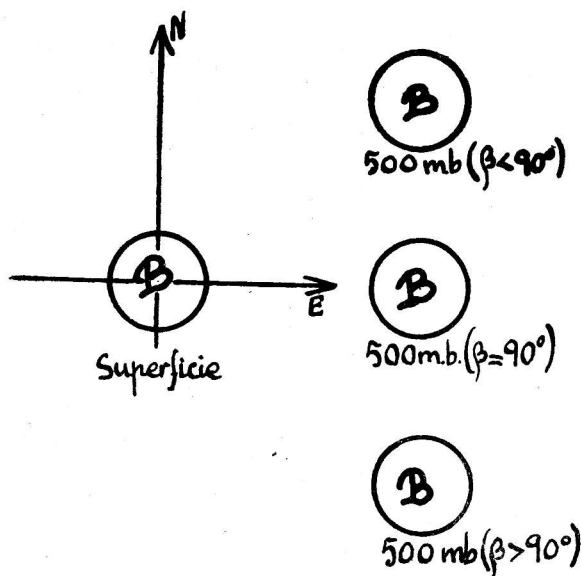


Fig. 18 (b)

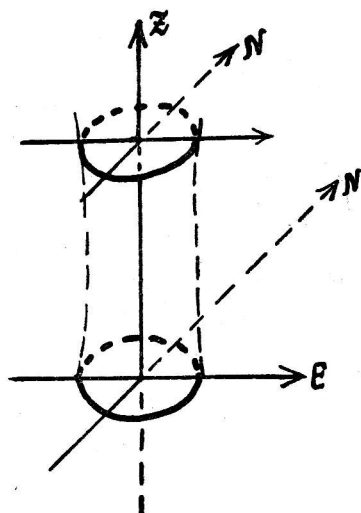


Fig. 19.

Scherhag. Se titula «Construcción y aplicaciones de la topografía relativa 500/1.000 milibares».

Roturas hacia el Norte.—El fenómeno, explicado para la corriente en chorro polar, debe ser bastante semejante «mutatis mutando» para el chorro

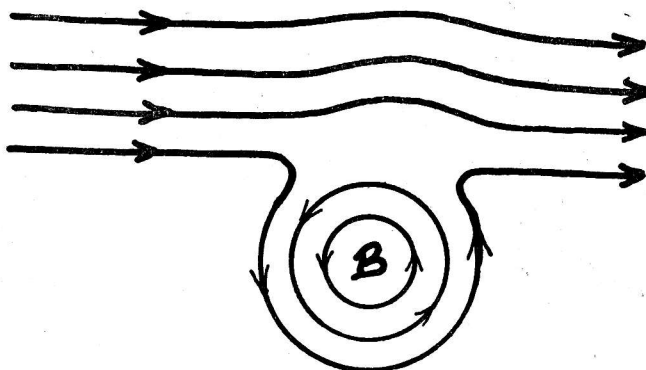


Fig. 20.

subtropical. Hay ocasiones, de todos conocidas, en que el FIT sube muchísimo de latitud. E incluso el chorro subtropical llega a romperse hacia el Norte, provocando «olas de calor».

En estas ocasiones puede explicarse el origen del proceso por un desbordamiento en punta del aire cálido de las regiones ecuatoriales. Este, lanzado hacia el Norte, es desviado hacia su derecha por la fuerza de Coriolís, y sometido a un efecto de succión por el remolino o remolinos anticiclónicos

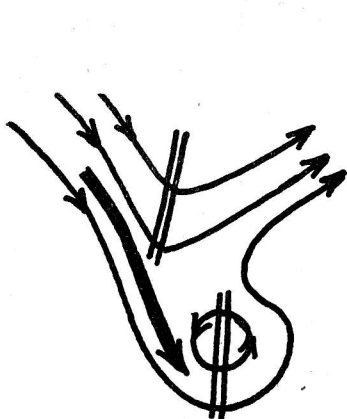


Fig. 21.

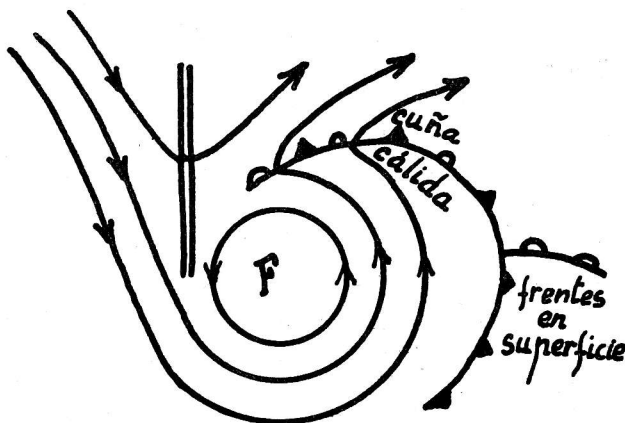


Fig. 22.

a que llegue a aproximarse. El correspondiente impulso tangencial incrementa la energía cinética del remolino y aparece más acusado el máximo de viento en el punto de inflexión P (fig. 23). El chorro se desvía hacia el Norte y

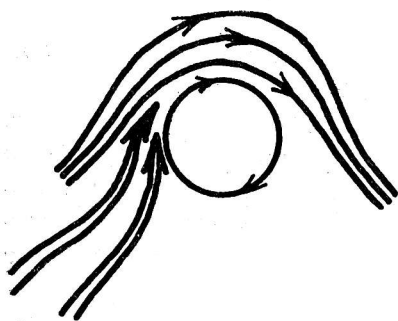


Fig. 23.

empieza a perfilarse una situación rombo, siendo el lado más desviado aquel al que pertenece el punto P: la penetración cálida hacia el Norte ha comenzado; la zona anticiclónica cálida sube de latitud; los vientos del SW. se van poniendo cada vez más del Sur y adquieren mayores velocidades. Puede darse el fenómeno de anticiclogénesis repetida, con lo que la penetración cálida se hace más profunda hacia el Norte. Pero téngase en cuenta que, ahora, la fuerza de Coriolís se opone a la de desviación por efecto Magnus,

en vez de sumarse como ocurre en las roturas hacia el Sur del chorro polar. Igualmente, y aquí *no* hay aumento de energía, por lo común, por aumento de densidad, ya que el aire que llega será, generalmente, más cálido. Los máximos de viento serán menos intensos y la penetración cálida forzada por este proceso, difícilmente será muy penetrante. Es necesario que coincidan otras circunstancias que coadyuven. Tales circunstancias surgen cuando al

otro lado del punto de inflexión, a la izquierda, hay una borrasca con su correspondiente chorro regional en niveles altos. La figura 24 ilustra sobre el particular. Son borrascas del tipo tercero antes descrito (fig. 17), que crean a su alrededor un campo de velocidades apreciable. Actúan, en cierto modo, como catalizadores de la invasión cálida. Y entonces ésta puede llegar hasta el mismo círculo polar. La invasión cálida frena el avance de estas borrascas por la vorticidad negativa que crean los remolinos anticiclónicos. Desapare-

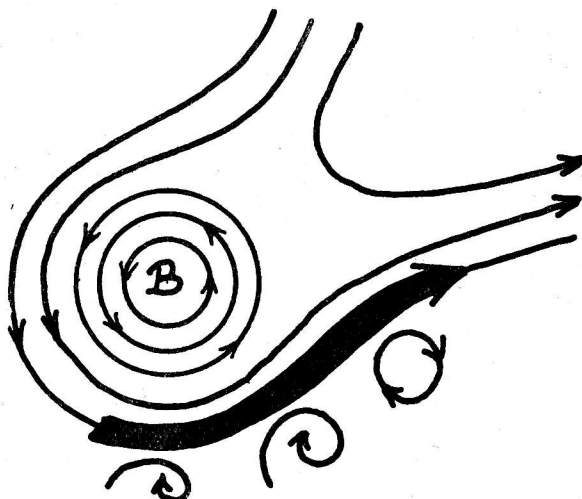


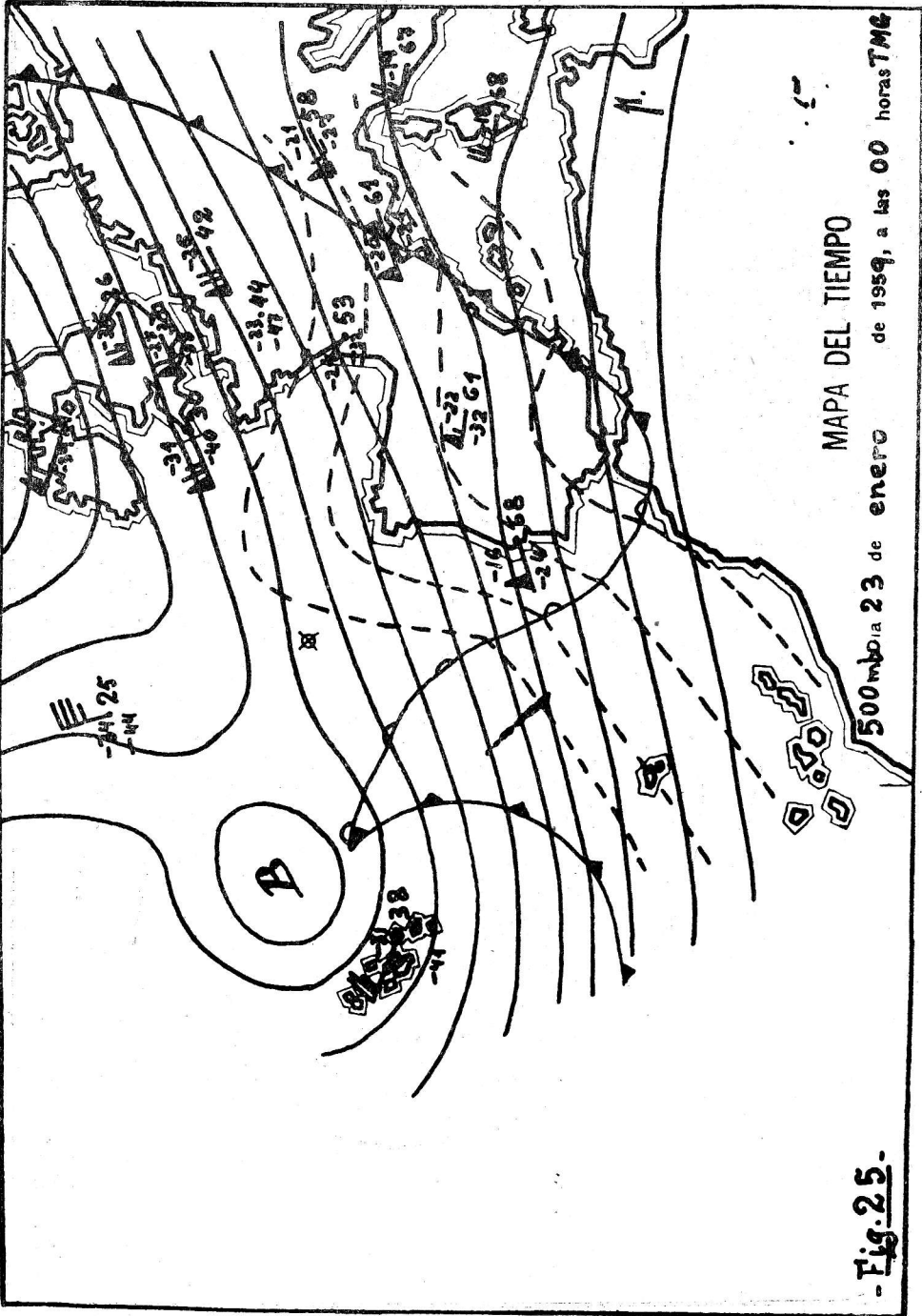
Fig. 24.

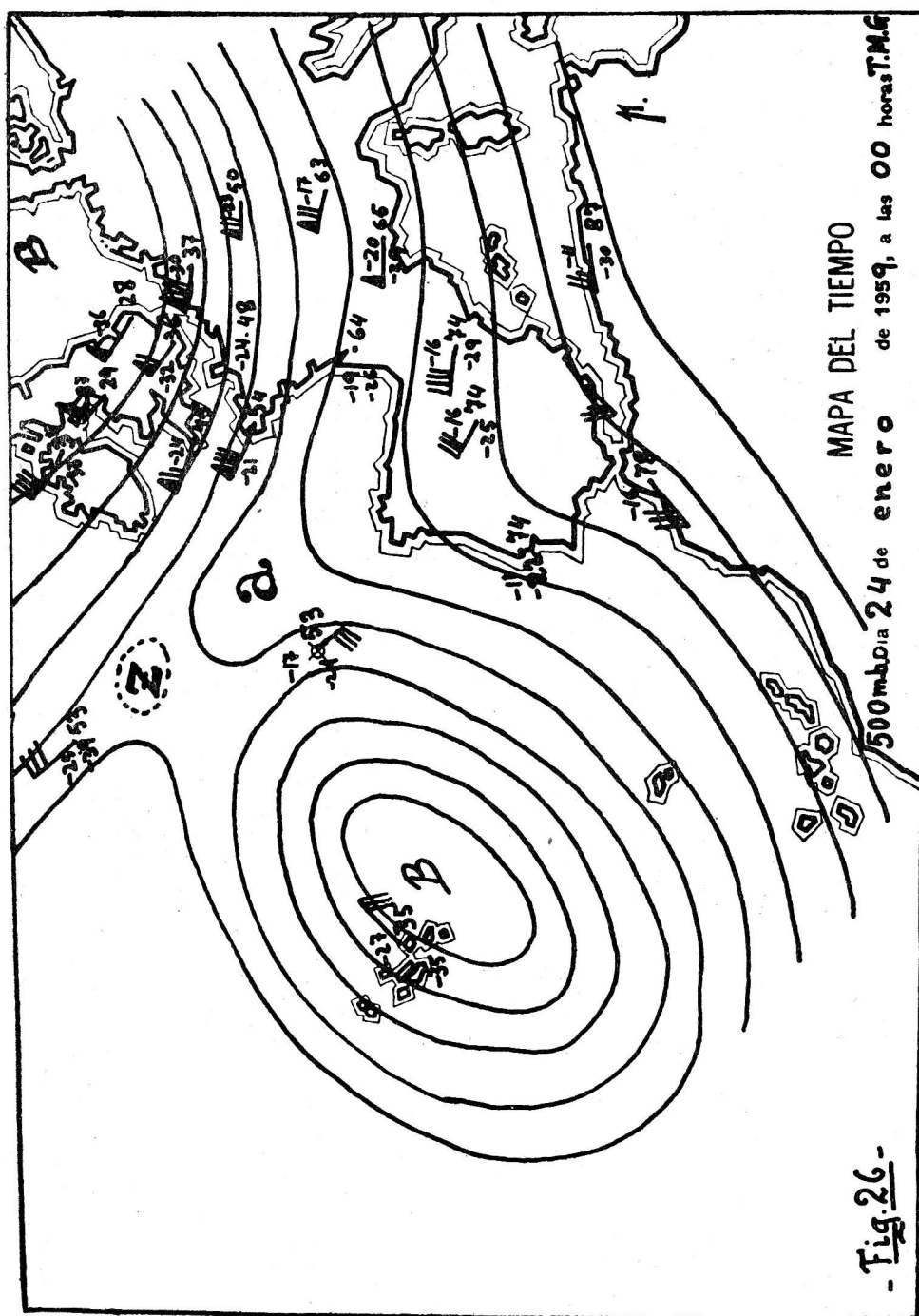
cen con rapidez los chorros regionales de origen polar, y el chorro subtropical entra en acción.

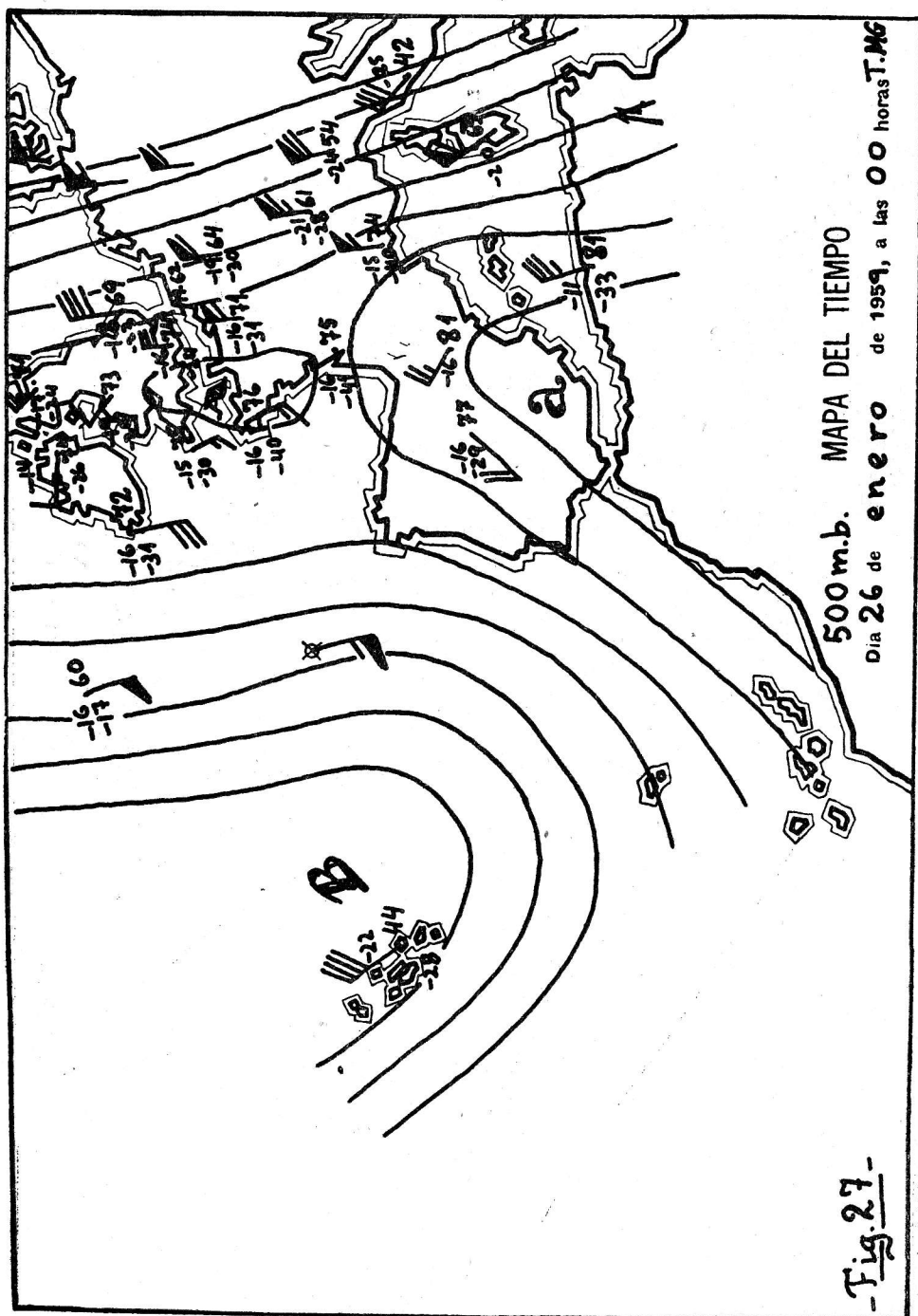
Para que todo esto ocurra, es necesario un estado, poco más que latente, de empuje de los remolinos cálidos anticiclónicos, y que durante su intervalo de actividad, aparezca la borrasca propicia. Por eso tales situaciones no son muy frecuentes, pero tampoco tan escasas como pudiera parecer a primera vista. En España suelen ocurrir de dos a cuatro veces en los meses de no verano, como norma más general.

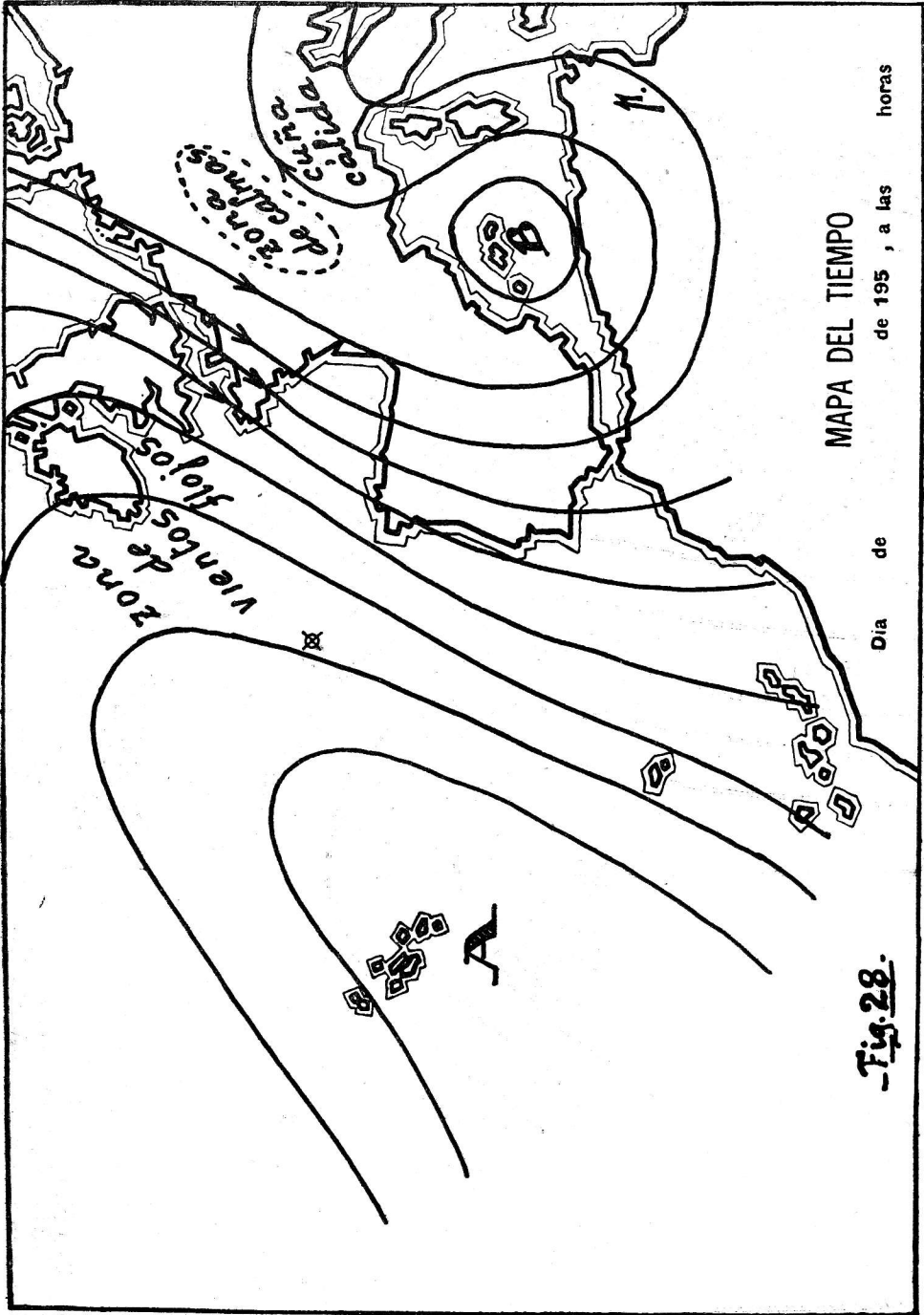
Su espectacularidad máxima ocurre cuando el chorro ascendente se sitúa, más o menos, sobre la costa portuguesa. Porque entonces la borrasca catalizadora está entre Azores y Portugal. Suele ser bastante extensa, y su posición puede conducir a pronósticos asombrosamente erróneos. El frente cálido de tal borrasca será empujado con rapidez hacia el Norte; el frente frío empezará a alargarse y no avanzar. El proceso es de abertura del sector cálido con frontolisis del frente frío.

Como de las invasiones del Sur parece que no se ha preocupado mucho la gente, he de ofrecerles ahora algún ejemplo buscado por mí. Son fáciles de









encontrar, pues ya digo que esto suele ocurrir más de una vez durante el invierno. No es fácil seguir la posición y evolución de los máximos de viento emigrantes, sobre todo al principio del proceso, pues deben ocurrir en una zona donde apenas hay radiosondeos. Yo no voy a buscar un ejemplo especial. Voy a coger el último que se ha presentado hasta el momento en que esto escribo. El mapa de la figura 25 les muestra la situación en 500 milibares a las 00 horas T. M. G. del día 23 de enero de 1959. Los frentes están dibujados tal como aparecen en superficie. Algunas isobaras en superficie están en trazos finos sobre dicho mapa. La corriente en altura es fuerte del WSW. El pronóstico lógico parece de lluvias en toda la vertiente atlántica. Es natural no hablar de lluvias intensas, ni producidas con mucha anticipación a la llegada misma del frente cálido, porque la cuña anticiclónica delante de tal frente en superficie es bastante pronunciada. Esto, en realidad, ya debe ser un aviso de la actividad grande de los remolinos anticiclónicos a la derecha de la corriente máxima. Lo cierto es que el frente cálido es empujado velozmente hacia el Norte y que las lluvias hacen acto de presencia, de modo bastante transitorio, en Extremadura, Centro, Duero y Noroeste de la Península. Pero no en Andalucía occidental ni en la Mancha. Es un nuevo síntoma ya más claro: los remolinos anticiclónicos de aire cálido son, en el Sur de España, tan fuertes, que han sido capaces de anular, por subsidencia, la acción del frente. A las 12 horas T. M. G., los sondeos de Madeira y barco K ofrecen vientos del SSW. a 500 milibares. La corriente, pues, se ha desviado claramente, empujando hacia el Norte. Y en la del día 24, a las 00 horas T. M. G. (fig. 26), el barco K da ya viento del SE. y se observa una cuña anticiclónica cálida que logra dejar aislada la borrasca. Esta sigue profunda y extensa, pero el eje del torbellino empieza a ser casi vertical. No produce, en absoluto, precipitaciones en España; en Madrid (es 23 de enero) la temperatura máxima es de más de 13°, y lo que es más notable, en la Sierra, Navacerrada da 9° C. frente a tres del día antes. En Larache alcanzan 28° C. de máxima. Ese mismo día, a las 12 Z se dibuja un pequeño núcleo anticiclónico entre el Centro y Aragón, de 1.024 milibares. Pero, además, en el lugar marcado con una Z en la figura 26, se observa una clara zona, a la derecha de la corriente general del NW. (en la que se está empezando a rehacer el chorro), en la cual $\text{rot. } \vec{v}$ debe tener un alto valor negativo: nacerán allí remolinos anticiclónicos que se pegarán al borde derecho de la corriente, ejerciendo una acción desviadora hacia el Norte, que facilitará aún más la penetración cálida.

El día 25 sigue sin llover. El remolino anticiclónico inicial debe andar al norte o al nordeste del barco K, en el cual hay 60 kts. del ESE. Prosigue hacia el Norte la penetración cálida, y el día 26, a las 00 horas T. M. G., la topografía de 500 milibares es como muestra la figura 27: vientos del SE.

de 60 y 50 kts. en los barcos K y J, respectivamente; del SW. 60 kts. en el barco I (que queda fuera de la figura). Bajadas del Norte fuertes en los Países Escandinavos, Países Bajos, Alemania y Este de Francia. La distribución está ya adquiriendo simetría; es el momento del equilibrio, que acabará por aparecer como una situación de las que Rodríguez Franco ha calificado como «situación ∞ ». El remolino anticiclónico principal queda muy al Norte, en forma de enorme «burbuja» de aire cálido. La baja fría estacionaria del Oeste de la Península empieza a reactivarse por un mecanismo como el representado en la figura 21. Al día siguiente llueve débilmente por el Oeste y Suroeste de la Península. La situación ∞ se convierte (siguiendo la nomenclatura de Rodríguez Franco) en una situación θ el día 28; y la burbuja cálida queda aislada y es arrastrada hacia el Este.

Ejemplos como éste, y aún más típicos por no ocurrir la reactivación final de la borrasca atlántica (proceso fortuito e independiente de lo que investigamos) pueden encontrarlos con cierta facilidad; no se trata de un caso aislado.

El fenómeno es completamente general.—Los procesos hasta aquí descritos no son exclusivos de las corrientes en chorro. Se comprende fácilmente que siempre que haya una corriente más o menos larga y uniforme, y exista un fuerte gradiente horizontal de velocidad, surgirá este fenómeno, con la desviación de líneas de corriente y la aparición de zonas de ciclogénesis. Como comprobación está la afirmación de Linés, en su trabajo sobre la «Configuración rómbica» antes citado, de que la «situación rombo» surge, a veces, lejos de la corriente en chorro. Y yo añado, por mi cuenta, que en muchos de tales casos podrán surgir pequeños chorros regionales «que no provienen de la rotura de la corriente en chorro general», sino que su origen está, precisamente, en el efecto Magnus. Son chorros que nacen algo después que el remolino, y desaparecen un poco antes que él. Creo que no será difícil encontrar situaciones que confirmen esto. Pero no quiero insistir sobre este tema; no es más que una repetición de lo dicho para la corriente en chorro, aplicado a corrientes menos intensas y algo largas.

Hay más todavía. Tales corrientes podrán ser tanto más cortas cuanto mayor sea el gradiente horizontal de velocidad en uno de sus bordes. Una corriente algo fuerte (30 o 40 kts.) que circule entre dos zonas de calmas provocará, indefectiblemente, la formación de remolinos. Pero si hay una asimetría clara, en cuanto al gradiente horizontal de velocidad, es decir, si el $\text{rot. } \vec{v}$ es mucho más grande en valor absoluto en uno de los bordes, la formación de remolinos no será equilibrada, predominando los correspondientes al lado en que $\text{rot. } \vec{v}$ sea mayor. Esto debe tener notable importancia en el caso de que la asimetría sea a favor del $\text{rot. } \vec{v}$ del lado izquierdo de la

corriente, pues nacerán remolinos ciclónicos que, por falta de compensación inmediata mediante remolinos anticiclónicos al otro lado de la corriente, pronto aparecerán como pequeñas bajas en los altos niveles. Su energía y actividad será grande; sobre todo si, además, hay fuerte contraste térmico entre dos de sus bordes opuestos.

Yo imagino que un caso así surgirá, seguramente, en cierto tipo de invasiones del Norte sobre España, y debe tener una importancia extraordinaria. La situación teórica la supongo como indica la figura 28: una corriente del NE. fuerte, pero poco larga, sobre Bélgica, mitad occidental de Francia y quizá sobre el Noroeste de España. Baja en el Mediterráneo occidental. Débil cuña cálida sobre el Sureste de Francia, lo suficientemente débil para que no aisle la baja mediterránea. Es evidente que habrá una zona de calmas entre la corriente del NE. y la cuña anticiclónica del Sureste de Francia. Además habrá un fuerte contraste térmico, como es natural. En un caso así no tienen más remedio que surgir remolinos muy pequeños en extensión, pero muy enérgicos. Remolinos que semejen pequeñas gotas frías; pues el aire, frío de por sí, se enfriará dentro debido a la vorticidad ciclónica. En España deben originar, según vayan llegando, sucesivos empeoramientos (con nevadas si no es verano) emigrantes y transitorios. Y pueden ser causa de serios errores en pronósticos del tiempo, hechos con arreglo a una situación Norte normal. La investigación sinóptica de este tipo de casos, será objeto de mi próximo trabajo, D. m. Como también el de otros remolinos, de origen térmico, que no expongo por no hacer demasiado largo este trabajo.