

R°- 2.480/F

Sig.: M15.8(041)

CB 1021877

CENTRO DE ANALISIS Y PREDICCIÓN

Notas de Meteorología Sinóptica

NOTA N° 13.

SOBRE LOS FRENTES FRIOS Y SU DIVISION.

MADRID
Febrero de 1.964

Nota nº 13

SOBRE LOS FRENTE FRIOS Y SU DIVISION (*)

<u>Indice</u>	<u>Pág</u>
Resúmen	1
<u>Generalidades sobre los frentes fríos</u>	2
I.- Introducción	2
II.- Material de Observación	3
III.- Las formas de avance del aire frío	4
IV.- Frente frío estable e inestable	6
V.- Amplitud de los fenómenos con el paso del frente frío	7
VI.- El campo de la presión en el suelo en el dominio del frente frío activo	8
VII.- Conclusiones subsiguientes al efecto de presión producido	9
VIII.- La crítica de las medidas aerológicas en el aire frío y cálido desde el punto de vista de los fenómenos frontales	12
<u>Clasificación de los frentes fríos</u>	14
IX.- El tipo estable e inestable puro del frente frío	14
I.- Tipo estable puro (IS)	15
II.- El tipo inestable puro (IL)	16
X.- El tipo principal del frente frío activo (IH)	18
XI.- Formas especiales de un frente frío activo	21
XII.- Los frentes fríos pasivos	23
RESUMEN	26
XIII.- Clasificación de los frentes fríos más importantes	26
XIV.- Símbolos de los tipos de frente frío	27
Apéndice	29

Resúmen:

Los frentes fríos, muy diferenciados, según la evolución del tiempo, serán subdivididos en dos tipos. Para ello sirve como principio clasificador, la variación vertical del viento, en su componente perpendicular, al frente, así como la estratificación vertical del aire en el dominio frontal.

Se distinguirán:

1.- FRENTE FRIO ACTIVO (aumento hacia arriba de la componente del viento perpendicular al frente)

a)- Tipo estable puro (principalmente en invierno): Estratificación estable en la región frontal, - precipitaciones prefrontales, St y As, Ns, St, sin turbulencia.

b)- Tipo principal (toda estación) : en el dominio frontal, primero estratificación estable, después inestable, precipitaciones pre y postfrontales, ocasionalmente con tormenta, St y As, Ns con Cb, Sc, turbulencia moderada.

c)- Tipo puramente inestable (más frecuente en verano): En el dominio frontal estratificación inestable, chubascos de lluvia postfrontales, ocasionalmente con tormenta, Cu y Ac, Cb, Sc, turbulencia fuerte.

2.- FRENTE FRIO PASIVO (disminución hacia arriba de la componente del viento perpendicular al frente)

a)- Tipo estable (todo el año). En el dominio frontal estratificación estable, precipitaciones continuas postfrontales, St y As, NS, Cs, sin turbulencia.

b)- Tipo inestable (en verano): Estratificación inestable en el dominio frontal, chubascos de lluvia postfrontales, ocasionalmente tormenta, Cu y Ac, As y Cb, Sc, turbulencia.

(*).- Adaptado por E. Lazo, de "Über Kaltfronten un ihre Einteilung, Berichte des Deutschen Wetterdienstes der US-Zone. 1951.

Señalada la formación de formas especiales (frente frío "seco", frente frío en altura, frente frío enmascarado).

En cualquier frente frío de tipo definido, son frecuentes evoluciones espaciales y temporales que los transforman en otros de los señalados.

-----oOo-----

GENERALIDADES SOBRE FRENTE FRIOS

1. Introducción

En el cuaderno núm. 12 del "Berichte des Deutschen Wetterdienstes in-der US-Zone" fué dada una exposición breve de unas investigaciones para la clasificación de frentes fríos, en la cual dada la forma resumida del comunicado, no indicaba formas especiales y también omitía detalles. A continuación es dada ahora una exposición detallada de estas materias.

Los frentes fríos son esas líneas inconstantes en el mapa del tiempo, las cuales se diferencian unas de otras en mayor intensidad. En la evolución del tiempo, así como en las inscripciones en los aparatos registradores, ningún frente frío concuerda con otro. Hay frentes fríos con fuerte turbulencia; otros con cambio notable del viento, incluso amainando sobre el lugar de observación; hay unos con lluvia moderada, otros con chubascos; algunas veces aparece la lluvia con el paso del frente, en otros en cambio cesa, o comprenden las precipitaciones tanto la región frontal anterior como posterior. Los trazos del barógrafo para cada paso de un frente son distintos; hay subidas de presión fuertes súbitas, subidas de presión lentas, o sólo pequeñas variaciones en el curso de la presión. También en el aspecto del cielo, se diferencian claramente unos de otros los frentes fríos, pueden traer potentes masas de Cb, por otra parte pueden faltar completamente los brotes nubosos, incluso hay pasos de frentes que no producen aumento alguno en la nubosidad. Unos frentes fríos traen aumento de la nubosidad, otros por el contrario disminución. Así no es extraño, que poco después de la introducción del esquema ciclónico Noruego, se viera la necesidad de subdividir aquellos que se habían designado genéricamente como frentes fríos.

A pesar de ello, hasta el año 1.934, no aparece ninguna clasificación, siendo Bergeron (1) el que en dicho año establece por primera vez dos tipos diferentes de frentes fríos. El frente frío de primera especie, fuera de la región ciclónica, comprende solo movimientos lentos; el aire frío se acerca empujando en forma de cuña por debajo del aire cálido y levanta a éste lentamente, originando precipitaciones continuas postfrontales. En el frente frío de segunda especie, aparece con perturbaciones ciclónicas, el aumento del viento con la altura causa un deslizamiento descendente del aire cálido sobre el frío que se eleva hacia atrás. El aire cálido ascendente, delante del frente frío, encuentra en la altura al aire cálido en deslizamiento descendente, y origina una superficie límite inclinada hacia adelante y hacia arriba. La banda de precipitaciones es sólo muy estrecha y queda delante del frente, donde el aire cálido asciende más poderosamente. Esta clasificación de los frentes fríos fué aceptada todavía en 1.940 en el Chromow.(2).

En el Handbuch der Fliegerwetterkunde (3) (1.942) fueron diferenciados también otros dos nuevos frentes fríos: frentes fríos acelerados, en donde el aire frío se acerca empujando en forma de cuña bajo / el aire cálido, y que por elevación del aire cálido aparecen fuertes chubascos de lluvia y granizo, o hasta tormentas; y frentes fríos retrardados, en los cuales el aire cálido se desliza hacia abajo sobre el aire frío, más rápidamente que esta corriente, continuando por tanto sobre la capa de nubes del aire cálido anterior y produciendo chubascos y más frecuentemente lluvia continua durante varias horas.

Cuatro tipos de frentes fríos fueron indicados por Schinze y Siegel (4) 1.943:

1. El aire cálido anterior es estable-húmedo, la componente del viento perpendicular al frente aumenta con la altura: delante del frente se forman Ci. que avanzan; la mayor parte de las precipitaciones son prefrontales.

2. El aire cálido levantado es estable-húmedo, la componente del viento perpendicular al frente no aumenta con la altura: En el campo nuboso puede faltar toda característica frontal. Con el paso del frente aumenta la nubosidad; puede dar lugar a precipitaciones.

3. El aire cálido elevado está estratificado inestable-húmedo; es el tipo de frente frío con chubascos; van unidos al paso del frente, nubes de desarrollo vertical y alguna vez tormentas.

4. El avance del aire más frío en niveles superiores, conduce a la formación de un frente frío en altura: La inestabilización comienza arriba y avanza hacia abajo. Puede traer chubascos fuertes o incluso tormentas.

Schwertfeger (5) diferencia cuatro clases de frente frío.

1. El aire frío tiene gradiente vertical de temperatura más fuerte que el aire cálido. La componente del viento perpendicular al frente, aumenta con la altura: puede existir en la región frontal e incluso a veces delante de ella, una zona con fuertes transformaciones inestables, potente desarrollo vertical y chubascos.

2. El aire frío tiene gradiente vertical de temperatura más débil que el aire cálido; la componente del viento perpendicular al frente aumenta con la altura: Produciéndose en los estratos medios, la posibilidad para la formación de una capa nubosa de deslizamiento ascendente frontal y prefrontal, respectivamente.

3. El aire frío tiene gradiente vertical de temperatura más fuerte que el aire cálido; la componente del viento perpendicular al frente no aumenta con la altura. La nubosidad estará comprendida esencialmente en las proximidades del frente y espacio prefrontal.

4. El aire frío tiene gradiente vertical de temperatura más débil que el aire cálido, la componente del viento perpendicular al frente no aumenta con la altura: Este tipo de frente frío se diferencia del anterior especialmente cuando el aire cálido está estratificado inestable; entonces tienen lugar con el paso del frente, fuertes movimientos verticales y nubes de desarrollo vertical con chubascos.

Puesto que para la evolución del tiempo en los frentes, es de importancia decisiva la diferencia de densidades de las masas de aire, Dinies (6) 1,947 investigó el proceso con ayuda de la temperatura potencial. Dinies principalmente diferencia dos clases de frente frío ciclónico y anticiclónico. Adopta otra clasificación, según sea que aumente, disminuya, o permanezca constante hacia arriba, la diferencia de temperatura horizontal entre ambas masas de aire.

Esta corta revisión, ya indicó que los frentes fríos fueron clasificados por investigadores diferentes según criterios característicos distintos.

Resumiendo los caracteres clasificadores tendremos:

Bergeron: Variación de la componente del viento perpendicular al frente.

Schinze-Siegel: a/ variación vertical de la componente del viento perpendicular al frente.

b/ gradiente de la temperatura vertical en el aire cálido

Scherdtfer y Dinies:

a/ variación vertical de la componente del viento perpendicular al frente.

b/ variación vertical de las diferencias de temperaturas horizontales en ambas masas de aire.

Simultáneamente, en todas las clasificaciones está solamente la variación vertical de la componente del viento perpendicular al frente.

Pero se pregunta ahora, ¿Cual de las restantes características diferenciales son esenciales? Solo se puede encontrar la respuesta efectuando observaciones el mayor número posible de veces.

II. Material de observación

Desde el año 1,941 fueron anotados cuidadosamente por el autor, todo cuanto frente frío apareció, con todas las observaciones y registros necesarios. Al final de la guerra se perdió casi la totalidad del material hasta entonces recopilado. Pero en el cautiverio fueron empezadas de nuevo inmediatamente con la recopilación de nuevas observaciones. Para un trabajo completo de los diferentes procesos al paso de un frente, eran necesarios los datos de muchos años. La experiencia adquirida con el material existente, justifica ahora ya una exposición, sobre todo con ello ya se obtiene un nuevo punto de vista.

El paso de un frente frío dura rigurosamente sólo unos minutos, sin embargo entenderemos en lo sucesivo por región frontal una franja de unos 20 a 50 Km. de ancho. Según esto se entenderá bajo la designación "delante" o "detrás" respectivamente, del frente, una banda inmediata de unos 100 a 200 Km. de ancho. La descripción de la evolución del tiempo al paso de un frente, no se reducirá al proceso en el dominio del frente, sino que abarca también la situación delante y detrás del mismo.

En el mencionado material será investigado inmediatamente, que factores meteorológicos determinan la evolución del tiempo en la región del frente frío. Se obtienen los siguientes factores ordenados según

la fuerza de su influencia:

1. Distribución vertical de la temperatura y humedad en el aire cálido anterior.
2. Distribución vertical y horizontal del viento en la región frontal.
3. Gradiente de temperatura horizontal entre las dos masas de aire.
4. Estratificación vertical de la temperatura y humedad en el aire frío.
5. Situación orográfica.
6. Nivel de presión general en el suelo.

Evidentemente aquí están comprendidos todos los estados y procesos meteorológicos, que son una causa o un efecto de los seis factores antedichos. Sabe todo sinóptico, que en muchos frentes fríos, juegan un papel esencial, en la evolución del tiempo, al paso del frente, las condiciones de nubosidad en el aire cálido o la hora del día. Pero estos dos puntos ya están comprendidos en el primero, puesto que ellos son sin duda la causa o el efecto, de la distribución vertical de la temperatura y humedad en el aire cálido. La intensidad con que se refractan las isobaras, que es asimismo de importancia, está en relación con la distribución horizontal del viento en la región frontal, la vaguada de baja presión es un efecto del contraste de masas y de la distribución del viento, así pues de 2 y 3, etc.

La importancia dominante de la distribución vertical de la temperatura y humedad en el aire cálido anterior, para los procesos del tiempo en la región frontal, como resulta de las observaciones, puede explicarse así por la estratificación inestable del aire cálido, en el cual el más pequeño choque basta para provocar la subversión, los otros factores no tienen esencialmente importancia. Por el contrario juega la estratificación vertical del aire frío un papel sin importancia fundamental, pues cuando este llega a tener efecto, ya han pasado los fenómenos del tiempo más importantes; a aquél está ligado solamente el aspecto del cielo detrás del frente. En la distribución del viento en la región frontal, resulta la variación vertical del viento, especialmente el aumento o disminución vertical de la componente del viento perpendicular al frente, de mayor importancia que la variación horizontal. El primero sirve según ya vimos, como característica de diferenciación. La variación horizontal del viento determina la intensidad de la convergencia en el campo de corriente; sobre la importancia de una fuerte convergencia, especialmente en las capas inferiores, lo cual producirá elevación del aire, está indicada por ejemplo en (7). La magnitud de la diferencia de densidades no se manifiesta tan esencialmente como el gradiente horizontal de densidades en las masas de aire. Extendiéndose el descenso de la topografía relativa en dirección perpendicular al frente, sobre un amplio espacio, pueden ser fenómenos frontales de poca intensidad, a pesar del fuerte contraste de masas, pero extendiéndose sobre una ancha zona. Las circunstancias orográficas son de importancia distinta para los frentes aislados. Bajo circunstancias iguales, los fenómenos de frente frío con altas presiones en el suelo son más débiles que con bajas presiones.

III. Las formas de avance del aire frío

Según el esquema ciclónico Noruego y según numerosas representaciones, en el frente frío, el aire frío avanzaba en forma de cuña bajo el aire cálido. Ya Bergeron en su frente frío de 2ª especie, supone un aumento del viento con la altura, dejando aire en forma de una cuña que penetra por debajo del aire cálido. Se trata de una masa de aire frío que alcanza unos 4 km. de altura.

Especialmente en la moderna literatura americana sostienen sin excepción la forma de cuña en el aire frío que avanza.

Según Pack (8) y (9) Willet el aire cálido elevándose engendra Ns. También Sawyer (10) defiende la forma de cuña para el aire frío. Biers (11) representa también el frente frío según el esquema noruego, pero indica que es necesario una reforma.

La posibilidad del avance del aire frío primeramente en la altura, se encuentra indicada en Brands (12) el cual conserva la forma de cuña precisamente como caso general, pero admite condensación temporal como resultado de circunstancias inestables, cuando una parte del aire frío avanza en grandes alturas contra el aire cálido. Berry, Bolly y Beers (13) dan como caso normal la dos clases de frentes fríos de Bergeron, pero dan como caso especial el "overrunning cold front" donde el aire frío avanza a altura media de las Montañas Rocosas, así que puede aparecer un avance de hasta 500 Km. sobre el frente frío en el suelo.

En Alemania se han hecho verdaderamente numerosas las publicaciones en las cuales se describen un avance de aire frío en la altura. Por cierto ha indicado primeramente König (14). 1.928, sobre esto, que la inestabilidad frecuentemente observada en el frente frío, se puede explicar fácilmente por el avance de aire

frío arriba, mientras que la aceptación de un aire frío en forma de cuña para explicar estos fenómenos - deberá suponer una estratificación inestable en el aire cálido. La confirmación del punto de vista de König la proporciona Troeger (15) en un caso aislado, con sondeo por medio de globo cautivo (1929). Con ser una prueba para las publicaciones de König bien puede haber sido nada más una observación casual, la cual presenta según ella en la altura un enfriamiento prefrontal. Schneider-Carius (16) indican, ya en 1.926, que las turbonadas de verano y tormentas se originan principalmente con avances de aire frío por encima de 5.000 m. Los pertenecientes a la escuela Noruega, en 1.936 todavía explican el enfriamiento del aire superior, por un enfriamiento del aire tropical por deslizamiento ascendente (17), mientras Ficker (18) 1.922 opinaba que este enfriamiento procedía de la elevación del aire cálido por el aire frío y entonces, por la fuerte corriente de aire superior, se adelantaba. En casos aislados el avance de aire frío en altura fué comprobado por varios autores. Reidat (19) explicaba en 1.930 el origen de un frente frío tormentoso por avance superior de aire frío. Pernice (20) decía, que una tormenta de calor por él investigada sólo era posible debido a enfriamiento advectivo en altura y ponía como probable que esto servía para toda tormenta de calor. Diesing (21) encontraba, empleando la temperatura equivalente potencial, en un caso aislado, avance de aire frío en altura. Los fenómenos de tormentas frontales del 29-1-1.938 fueron aclarados de la misma manera por Hanewinkel (22). Sturm (23) encuentra que las variaciones de circulación horizontal, (las cuales determinan según la ley de la aceleración de la circulación de Bjerknes), con la circulación vertical en el dominio del frente, implican ascensos en el lado anterior y descensos detrás del frente. Avances superiores del aire frío resultan aquí indirectamente.

Así como en los trabajos anteriormente dichos (excepto Schneider-Carius y König), los avances de aire frío en la altura, estaban comprobados solamente en casos aislados, podía en cambio hacer ver - Künnert (a4) 1.939, que eso es lo regular en casi todos los frentes fríos, pero no para los ciclones viejos de la corriente del W. En ellos con ayuda de la temperatura virtual-potencial del termómetro húmedo, (consideración principal de la densidad, véase (a5)), se presenta en el corte vertical de todos los casos, una saliente de la superficie frontal bajo la cual existe el fuerte estrechamiento de las isofneas. Por medio de un trabajo fundamentalmente estadístico, pudo demostrar Dinies (26) empleando el numeroso material de 2.000 sondeos en avión, que en las regiones de descenso de presión atmosférica, así como en frentes fríos con variación de presión fuerte, lo general es el avance de aire frío en altura.

Recientemente Scherhag (a7, pág. 222/223) insiste sobre el hecho de que no puede llegarse a explicar sin más que por un aumento de la velocidad del viento en la altura un avance superior de aire frío porque con la advección del aire frío, el viento en la altura gira fuertemente. Scherhag (pág. 222) cree que el enfriamiento prefrontal observado en la altura, resulta principalmente por la elevación de la masa prefrontal, debido a la convergencia en el suelo, unida al frente, por lo cual con razón añade, que a este levantamiento le fué dado hasta ahora poca importancia. (Dinies (26) explica el enfriamiento prefrontal de las capas superiores por advección y elevación; también en las investigaciones anteriores resultan ambos factores como causa de estos fenómenos). Scherhag (pág. 223) llega entonces al resultado de que un avance de aire frío arriba, sólo es posible cuando la presión atmosférica no desciende por advección sino debido a causas dinámicas. Veremos a continuación que existe una posibilidad sencilla para explicar la caída de presión dinámica en la región frontal; sobre esta explicación habla también el hecho que con su ayuda resulta una clasificación de frentes fríos, que está de acuerdo con la experiencia sinóptica. Así pues será admitido en lo sucesivo, el caso del aire frío avanzando en altura como realidad sinóptica.

No es ningún secreto que los conocimientos del avance del aire frío en la altura no son resultado de la moderna investigación. Ya Hann (28) menciona extensamente el avance de aire frío al nivel de los Ci. delante de una depresión que se aproxima, sobre lo cual insiste recientemente Schneider-Carius (29). Nueva luz, sobre la cuestión de la invasión de aire frío y la potencia de la misma, arroja la idea del estrato fundamental introducido en la meteorología por Schneider-Carius (30,31). Schneider-Carius ha demostrado, que en cada masa de aire individual, existe la tendencia a la formación de un marcado estrato fundamental de inversión ("Peilopausa") pero que será deshecho transitoriamente con el paso del frente - (29). Según un trabajo de Hann (32) todavía no publicado, pudo llegar a ser comprobado en una importante invasión de aire frío en Viena en Marzo de 1.945. Hann escribe: "antes y después del paso del frente, existe un estrato fundamental en las capas bajas; Durante el paso del frente falta y es reconstruido después que ha pasado". Un ejemplo igualmente magnífico para la disolución del estrato fundamental durante el paso del frente frío lo suministran las investigaciones de Foitziks (33). El corte temporal a través de 22 sondeos antes, durante, y después del paso del frente frío del 15-III-38 sobre Lindenberg, muestra

con claridad absoluta la altura del estrato fundamental a unos 1.500 m. delante del frente; la elevación y disolución del estrato fundamental en la región frontal y el descenso de la peplausa a 2.000 m. nuevamente después del paso del frente; El enfriamiento frontal aparece primero en alturas mayores, en este caso se trata también de una invasión importante de aire frío, según se deduce de las variaciones de temperatura obtenidas hasta 5.000 m. Con eso es demostrado en dos ejemplos de invasión de aire frío importantes, que "las tan frecuentes inversiones en alturas de 1.500 hasta 2.500 m. detrás del frente frío con aumento en la vertical de la componente del viento perpendicular al frente, de ningún modo deberá ser considerada como el límite superior del aire frío invasor. Esta inversión, a menudo claramente marcada, representa así la peplausa dentro del aire frío". El mismo Schneider-Carius ve en la inversión del estrato fundamental después del paso del frente frío, el límite superior del aire frío atacante. El hecho observado de que por encima de la peplausa del aire frío, se encuentra el aire sin nubes, mientras dentro del estrato fundamental domina abundante nubosidad, se expresa como sigue:

"La nubosidad del aire frío será producida completamente en su interior y permanecerá también en él". En esto, que es un fenómeno conocido de todo el personal de vuelos meteorológicos y que es una de las refutaciones más decisivas del esquema del frente frío noruego, coincidimos totalmente con Schneider-Carius. Sus citados razonamientos sobre la nubosidad en el aire frío en el interior del estrato, valen según el convencimiento del autor, pero sólo para el frente frío "anticiclónico", donde tiene lugar un avance de aire frío realmente en forma de cuña más aguda. A esto conducía su ejemplo, en donde desde el globo observaba exclusivamente los fenómenos nubosos por debajo de una fuerte inversión a los 1.000 m. de altura, que representa -- realmente una invasión de aire del NE. más plana; así pues aquí en realidad era la inversión una separación de dos masas de aire. Pero la poca nubosidad por encima de la peplausa (nivel de advección según Schneider-Carius) se explicaba porque resultan movimientos descendentes detrás del frente. En este sentido está la comunicación de Hann(32) según la cual, la nubosidad del frente frío compacta originalmente, se forma, primero, en niveles inmediatos sobre el estrato fundamental nuevamente formado .

La inclinación de la superficie del frente frío, indicada tan a menudo por los representantes del esquema de frente frío noruego (Chromow (2) 1:100), no es otra que la inclinación de una superficie supuesta la cual está colocada entre la parte frontal más próxima a la peplausa y el frente frío en el suelo, pero la cual no se encuentra en las invasiones de aire frío potentes. El estrato fundamental formado en el aire frío invasor, era aceptado como límite superior del aire frío. Bjerknes y Palmén (35) trazan un corte vertical a través de un ciclón a base de 120 sondeos. Para un corte a través de un frente frío, en el cual se dibujaba el frente en forma de cuña, decían: "El sondeo de Soesterberg, 70 km. detrás del frente, no muestra superficie frontal", mientras que a 130 km. detrás del frente consideraban la peplausa perfectamente formada como superficie frontal. También Küner (18) indica sobre esto, que en los sondeos en las proximidades frontales, no aparece inversión alguna. Según las opiniones dichas, no es extraño la falta de -- una inversión clara con el paso del frente, sino que es evidente. Ekhar describe (36) una importante invasión de aire frío, en la cual a las cuatro horas del paso del frente, empieza la formación de la peplausa . Según la opinión Noruega, debía ser fijada la inversión un poco más alta, pero claramente, después del paso del frente; mientras que la práctica aerológica, siempre demuestra que esto sólo podrá observarse en las lenguas de aire frío anticiclónico, por lo contrario más bien tiene un descenso de la inversión después del paso del frente. Por último observese que en todo corte vertical a través de un frente frío en corrientes del N, que se conozca su publicación, se deduce de los registros de temperatura y nubosidad, una superficie inclinada hacia adelante más bien que en forma de cuña habitual.

IV. FRENTE FRÍO ESTABLE E INESTABLE.

En lo sucesivo será usado el concepto "estable" e "inestable". Con estas palabras entenderán siempre, si no está indicada ninguna delimitación o separación, las relaciones por encima de la altura del nivel de condensación en circunstancias de sobresaturación. No obstante, una estratificación inestable-húmeda, no da lugar a la formación de CB, si la humedad relativa de la atmósfera libre alcanza pequeños valores. El autor ha indicado en otro lugar una escala de inestabilidad, que considera la humedad en la atmósfera libre. (véase n. 63). Sobre esta escala de inestabilidad queremos aplicar en lo sucesivo la idea "estable" "inestable". Estas variaciones aquí definidas, no existen en la misma región frontal, ya que en dicha zona, la humedad alcanzada, es en casi todos los casos del 100%.

Las observaciones de frentes fríos durante largos años, muestran ahora que no se habían tomado en cuenta ciertas circunstancias, tales como la estratificación vertical en la región frontal. Así como la ep

tratisficación vertical es fundamental para la evolución del tiempo o en una masa de aire aislada, tiene también dicha estratificación la mayor importancia en la región frontal para los fenómenos del tiempo que allí aparecen. Por ello se puede separar totalmente la estratificación en la región frontal, de la del aire cálido y frío. Representamos en la fig. 1ª por W_1 el estado término del aire caliente (estable), KL el del aire frío (estable), así como será dada en 1ª aproximación por la línea de trazos la estratificación vertical de temperatura en la región frontal, con aumento en altura de la componente del viento perpendicular al frente. Esta curva puede corresponder a una estratificación inestable en el dominio frontal, si la estabilidad del aire frío y cálido no es muy importante o cuando el contraste en la altura es grande. Por otro lado, resulta también que a un avance de aire frío en altura, corresponde siempre una disminución de la estabilidad, pero que tampoco llega siempre a una estratificación inestable.

El caso en el que esten estratificados inestables, aire frío y cálido, pero la componente del viento perpendicular al frente disminuya con la altura, predominando en la región frontal estabilidad; no ha sido observado. Lo fundamental reside en que con aire cálido estratificado inestable la más pequeña perturbación basta para subversión. La estratificación vertical en la región frontal, se manifiesta con el paso del frente, en el aspecto del cielo, así como en el registro de casi la totalidad de los elementos meteorológicos, como fué explicado en otro lugar (38).

Al paso del frente frío estable, faltan totalmente los brotes nubosos, las precipitaciones caen bastante uniformemente, la fuerza del viento, prescindiendo de la turbulencia, experimenta sólo variaciones lentas, en el barograma se dibuja sólo más o menos la vaguada de baja presión característica.

El paso del frente inestable, muestra potentes brotes nubosos; las precipitaciones caen en forma de chubascos; en casos extremos aparecen tormentas; los registros del viento marcan súbitamente el llamado pico de turbonada; las variaciones de temperaturas resultan bruscas, en el barografo aparece, inmediatamente después del paso del mínimo de presión, casi siempre un pasajero aumento de presión. Queda dicho igualmente, que el tipo de frente frío estable apenas se puede comparar con el frente frío anticiclónico, así como el inestable no lo es al frente frío ciclónico.

V. Amplitud de los fenómenos con el paso del frente frío.

Son muchas las características que diferencian los frentes fríos, es decir, el cariz de los fenómenos principales del frente, relativos al momento de su paso verdadero. Sabemos que hay frentes fríos en los cuales, con presión atmosférica bajando, predomina buen tiempo, pero el empeoramiento empieza después que la presión empieza a subir. Inversamente se observan frentes fríos en que el cielo se cubre poco a poco, descendiendo la presión; entonces aparece la lluvia, pero la mejoría tiene lugar rápidamente después del momento en que la presión empieza a subir. En estas dos formas, hemos visto también, dos tipos de características distintas de frentes fríos. Igualmente hay aquí formas de transición en las cuales tanto antes como después del paso del mínimo de presión en el suelo, aparecen precipitaciones. Los grupos de frentes fríos, con precipitaciones postfrontales y prefrontales, eran ya en el primer motivo para su clasificación. El frente frío con precipitaciones postfrontales, se explica todavía hoy generalmente por el levantamiento pasivo del aire cálido, al ser desplazado hacia arriba por la cuña de aire frío. Pero las precipitaciones postfrontales en los frentes fríos, no se encuentran siempre sólo con disminución hacia arriba de la componente del viento perpendicular al frente, sino también en la zona ciclónica, con aumento del viento con la altura. La explicación por avances más rápidos del aire frío en las proximidades del suelo, es para este caso imposible. Se podría tal vez aún objetar, que a pesar de un aumento de viento hacia arriba, (comunmente es sólo la componente perpendicular al frente), es posible entonces una entrada de aire frío por abajo en forma de cuña, cuando el enfriamiento que trae el frente, decrece hacia arriba rápidamente, y por encima de cierta altura no presenta variación de temperatura alguna, (realmente la mayoría de los frentes fríos con precipitaciones postfrontales, presentan su enfriamiento mayor en las capas inferiores). Pero la suposición se manifiesta como un sofisma, puesto que a consecuencia del aumento de viento con la altura, un verdadero deslizamiento descendente sobre el aire frío de abajo, no debería originar ninguna sustitución del mismo. Además comprueba, el caso raro de un aumento, en la disminución de la temperatura hacia arriba, condicionada por el frente, la imposibilidad de este intento de explicación para el frente frío con precipitaciones postfrontales.

Las investigaciones posteriormente publicadas sobre la explicación de estos fenómenos, se dirigen hacia el estudio del curso de la presión en el suelo, al paso de un frente frío ciclónico y aporta una nue

va luz sobre el mecanismo del frente frío. Representan el ensayo de una clasificación de frentes fríos, que considera exclusivamente la forma del barograma.

La disminución con la altura de la componente perpendicular del viento al frente, se encuentra no sólo en la región anticiclónica, sino también en el dominio ciclónico, cuando el viento en altura, en relación al de las capas inferiores, gira fuertemente hacia la izquierda. Es de acuerdo con esto por lo que el Prof. Dr. Raethjen propone una clasificación de frentes fríos independientes de toda situación meteorológica, es decir: Frente frío activo, aquellos en que aumenta la componente del viento perpendicular al frente con la altura y los restantes, frentes fríos pasivos. (Este método de clasificación está en contraposición al propuesto por Willett (9). Willett define como tal frente frío "activo", a aquél en el cual el aire frío es obligado a subir sobre el dorso del aire frío, donde el aire frío avanza más rápido que el aire cálido - que retroceda. Denomina frente frío "pasivo" cuando existe o no movimientos relativo normal al frente o cuando el aire cálido se retira más rápido que el aire frío que avanza)

VI. El campo de presión en el suelo en el dominio del frente frío activo.

En meteorología se habla de procesos de origen estático y dinámico. En el uso de la palabra "dinámico" no hay homogeneidad alguna. Unas veces se usa cuando los movimientos verticales representan el papel principal (sin aceleraciones dignas de mención), como en el caso del llamado calentamiento dinámico en el aire que desciende. Otras veces se emplea la idea "dinámico" sólo cuando aparecen aceleraciones. Finalmente una gran parte de autores sólo hablan de procesos "dinámicos" cuando aparecen desviaciones de la ecuación fundamental de la estática (por aceleraciones verticales), porque -en contraste a "dinámico"- se ha conaturalizado la designación "ecuación fundamental estática" como idea más fija. Totalmente sin motivo es el primer modo de empleo de la idea "dinámico", cuando las aceleraciones son tan pequeñas que no tienen acción. Ciertamente el que se deba entender bajo procesos dinámicos aquellos con ambas aceleraciones o sólo con aceleraciones horizontales, es cuestión de definición.

La vergencia horizontal apunta una idea que jugará un papel importante en lo sucesivo, como se debía suponer del empleo de la palabra "dinámica". La acumulación o déficit de masas por divergencia o convergencia horizontal, se presentan en realidad como resultado de aceleraciones que actúan horizontalmente, pero las distribuciones vertical de temperatura y presión pueden llegar a describir los procesos de vergencia en todo momento por medio de la ecuación estática; las variaciones de presión en el suelo están provocadas por las variaciones de vergencia y curvatura de la corriente, es decir en último extremo estático. Puesto que en Meteorología todavía no se ha conseguido una definición única para la idea "dinámica", debe ser esta evitada en lo sucesivo a fin de garantizar un modo claro de expresión.

Para la formación de una vaguada de baja presión en un frente frío activo, no tienen influencias las aceleraciones verticales dichas (los procesos inestables en los Cb. del frente frío, los cuales modifican el curso de la presión en el suelo grandemente, son ya un resultado de la presencia de la vaguada de baja presión): Así pues tenemos sólo para causar variaciones de presión en el suelo las formadas advectivamente, por la llegada de una masa de aire de distinta densidad, ó bien por la acción del efecto de vergencia y curvatura de la corriente de altura. Podemos hablar por tanto de variaciones de presión debidas a la advección y debidas a la corriente.

En la bibliografía del frente frío (por ejem. todavía en el Chromow pág. 273) se explicaba la vaguada de baja presión en el dominio frontal, por medio de una variación análoga de las superficies isobáricas, las cuales se originan sin duda, como resultado de las pequeñas distancias entre las superficies isobáricas del aire frío en relación a las del aire cálido, cuando el aire frío quedaba en forma de cuña abajo el aire cálido. El estrechamiento de las líneas de igual topografía relativa, queda por tanto aquí sobre el lado frío de la línea frontal en el suelo. Pero desde el punto de vista del avance del aire frío en altura, no es utilizable esta representación. Con el avance de aire frío en altura y en las proximidades frontales resultan masas de aire, horizontalmente bastante homogéneas, las cuales no producen encurvamiento alguno de las líneas de topografía relativa, detrás del frente frío en el suelo, como se encuentra aún a menudo representado, sino sólo delante. En la figura 2 puede representar F la línea del frente frío en el suelo; F' el frente a una altura h (aproximadamente a 500 mb.); las líneas de puntos son las isóbaras en el suelo; las líneas de trazos, la topografía relativa entre el suelo y h; entonces estará la topografía absoluta representada por las líneas continuas. Puesto que el encurvamiento y estrechamiento de las líneas de igual topografía relativa, en el avance del aire frío superior, necesariamente empieza en la línea del frente, en el suelo (en la fig. 2 visto de izquierda a derecha) vemos que está situado sobre el aire cálido en el suelo;

asimismo en cada altura h , deberá quedar precisamente sobre la línea frontal en el suelo, una abolladura ciclónica de las isobaras de altura. A causa del estrechamiento y abolladura ciclónica de las isobaras de altura, resulta el efecto producido por la corriente (efecto de vergencia y de curvatura) es decir a la derecha de la línea F , caída de presión, y a la izquierda, subida (véase Scherharg 27 y 39). En la línea F' aparecen las variaciones de presión inversa, si bien son estas sin importancia puesto que la línea F' está a cada altura, en lugar distinto, y los efectos sobre la presión en el suelo se compensan. Pero el efecto de presión debida a la corriente en la línea F , se suma juntamente al del suelo en la caída de presión delante del frente, y sube detrás de él.

"El curso de la presión al paso de un frente frío activo, no puede ser explicado por advección, si no se apoya en efectos relacionados con la corriente".

Resulta por consiguiente una analogía con el paso del núcleo de baja presión, cuyas variaciones de presión en el suelo, están condicionadas igualmente a la corriente. El que no encontremos en nuestros mapas del tiempo en altura, ningún indicio de las abolladuras frontales descritas, es sólo por la poca densidad de la red aerológica. Las abolladuras ciclónicas encontradas a menudo en la parte posteriormente más alejada del frente, no tienen relación con esto, sino que representan el conocido fenómeno de "vaguada".

Evidentemente, se suma el efecto debido a la corriente, al advectivo. A parte de esto, por causas variables, resultarán la mayoría de las veces, efectos de elevación de presión bajo la potente nubosidad - Cb. J. Bjerknes ha demostrado teóricamente, la conocida fórmula para locales variaciones temporales de presión (39), según la cual esta depende de la vergencia horizontal de corriente, de la afluencia vertical de masas a través de la superficie fundamental considerada, así como de la advección de aire de otra densidad por encima de la altura considerada. Para el suelo desaparece el sumando medio, quedando sólo la advección y la vergencia. Bjerknes saca entonces la conclusión (con la cual no propone ninguna clasificación de frentes) de que:

"El término advección, es el responsable principal de la caída de presión delante del frente cálido, y para la primera parte de la subida de presión detrás del frente frío. La caída de presión en el sector cálido y la subida de presión hacia la cuna de alta presión, son principalmente efectos del término de divergencia". La coincidencia con lo aquí encontrado es buena.

La concurrencia de los susodichos efectos elevadores de presión, producen el conocido fenómeno, de que la subida de presión, después del paso del mínimo de presión casi siempre resulta más rápido, que la caída de presión delante. Delante de la línea del frente frío en el suelo, predominan procesos de succión. La altura a la que tienen éstos su máximo, no se percibe a simple vista. Esta altura, dependerá en primer lugar del curso vertical del contraste entre las masas frontales y más concretamente, como se dirá, deberá estar el efecto principal aún por encima de la altura, hasta que alcance hacia arriba la altura del enfriamiento de las capas de aire, después de una subversión inestable.

En la capa fundamental próxima al suelo (como en el caso del ciclón) predominará una corriente -- que tiene por objeto igualar las diferencias de presión; abajo resulta, debido al rozamiento, una entrada de aire hacia la vaguada de baja presión. Reunido con el proceso de succión superior, resultará en el dominio de la caída de presión prefrontal, un continuo levantamiento de aire.

Este levantamiento actúa como inestabilizador. Pero la altura hasta la cual alcanza la inestabilidad, estará determinada por la altura del aire frío que se interna primeramente arriba, así pues, no es un punto de partida directo para la potencia vertical de los procesos de levantamiento. Schwerdtfeger (41) indica como límite superior del Cb. en el frente frío 4000/6000 m. Hasta esta altura deberá alcanzar la inestabilidad. En alturas mayores predominarán sobre la región de succión, los movimientos descendentes, originándose la estabilización y la desecación.

Cuando se habla en el susodicho resumen, de una superficie frontal, deberá entenderse como una transición lenta de la temperatura en los estratos altos (42). Del mismo modo, en la región de caída prefrontal del frente frío activo, no se trata de una separación clara de dos masas de aire sino de un aire de transición o mezcla, el cual en las capas superiores posee más bien el carácter de aire frío, y en las inferiores más bien el carácter de aire cálido.⁸

VII. Las conclusiones subsiguientes al efecto de presión producido.

Antes de profundizar más en este mínimo de presión, lo cual conduce a una clasificación de los frentes fríos; sean considerados primeramente los efectos relativos a la corriente detrás del mínimo de presión

en el suelo. Aquí dominan procesos inyectores, cuyo valor máximo deberá situarse por término medio a la altura de los valores máximos de los procesos de succión. Por debajo de esta altura, deberán presentarse por lo tanto, movimientos de aire descendentes, los cuales serán ascendentes nuevamente después, en la región del aire frío. Con ello se explica sin más, la zona sin nubes observada frecuentemente, inmediatamente detrás del frente frío, mientras que después nuevamente en el aire frío, predomina la nubosidad correspondiente a la distribución vertical de temperatura y humedad. No es raro observar frentes fríos en los cuales la disminución de nubosidad de corta duración postfrontal, tiene lugar únicamente pasadas varias horas. Schwerdtfeger (41), dice sobre esto (pág. 9) "cuanto más fuertes son en conjunto los movimientos verticales, de la zona de transición del frente, tanto más caracterizada se encuentra detrás del frente una zona descendente suficientemente profunda, que se reconoce por una banda estrecha (50-100 Km) de muy poca nubosidad, a menudo incluso totalmente sin nubes".

Esta banda pobre en nubosidad, no llegará a formarse, si sobre el suelo tiene lugar una transformación inestable, y la potencia de la masa de ϵb_j es muy grande. Estas transformaciones inestables en la región del frente frío son de la mayor importancia para la totalidad de los fenómenos de dicho frente que debemos considerar enseguida.

Por medio del levantamiento prefrontal del aire, se acerca el gradiente vertical de temperatura al gradiente indiferente. El avance del aire frío, juntamente con la radiación solar eventual, actúa inestabilizándolo posteriormente, pudiendo dar lugar a una subversión inestable. Así pues, delante del frente frío pueden aparecer ya chubascos aislados o en la estación de calor, también tormentas. Pero estas no están unidas sino esparcidas. Entonces se aproxima la vaguada de baja presión, y con ella trae una corriente de convergencia en el suelo, que si la estratificación es algo inestable, da lugar también a la subversión inestable. A lo largo de esta línea, tiene lugar ahora una subversión inestable potente de tipo frontal, algunas veces con tormentas. Por medio de esta subversión, se origina en el suelo la mayoría de las veces, una subida de presión adicional más rápida, la cual en casos extremos puede alcanzar hasta 7 mb. (fig. 3). Cuando, por medio de circunstancias diferentes, es especialmente grande la inestabilidad del aire anterior, se adelantará esta subversión inestable de tipo frontal a la línea de vaguada original en el suelo, como indica la experiencia de los frentes fríos con transformaciones inestables fuertes. Un ejem. claro de esto lo presenta el fuerte frente frío del 13-6-41 sobre el W de Alemania (43). El frente venía aproximándose por el SW. y se encontraba, a media noche, en la región Rhein-Main, una zona de inestabilidad extraordinariamente alta. Esto produjo en este lugar, un abombamiento fuerte hacia el NE. La línea de vaguada original de la cual se había alejado, le seguía $1 \frac{1}{2}$ h. después y era claramente reconocible; no producía abolladura alguna (44).

En los frentes fríos fuertemente inestables se puede comprobar más claramente, el doble carácter del frente, especialmente en el registro del viento. Pueden aparecer dos turbonadas, la primera es frecuentemente la más fuerte y a la mar la más brusca. En el aspecto del cielo, también se suelen determinar claramente, dos empeoramientos del tiempo. Lo más interesante respecto a esto es sin duda el registro de temperaturas en las estaciones de montaña. Muestran primeramente un descenso brusco de temperatura, el cual proviene del aire frío producido en el Cb. e inmediatamente de nuevo, vuelve a subir unos grados. Con el paso de la vaguada de baja presión cae entonces nuevamente la presión y precisamente por encima de los valores dominantes en la advección de aire frío. En los terrenos llanos, el citado ascenso de temperatura no está frecuentemente señalado, porque por la evaporación y fusión de las precipitaciones caídas del Cb. al suelo, sustraen calor al aire.

La figura 3, da una representación del curso de los elementos meteorológicos, al paso de un frente de turbonada extraordinariamente fuerte el 13-6-41 en el Aeropuerto de Rhein-Main. El prof. Nügge, que vió el paso de este frente, desde Jugenheim sobre la carretera al monte, donde el frente no había alcanzado todavía su desarrollo, escribe al autor sobre esto:

" En la mañana del 13-6-1.941, reinaba cielo bastante despejado con fuerte neblina en el valle del Rhein. En el cielo había ya en la madrugada numerosos Castellatus de fuerte desarrollo, los cuales, en el curso de la mañana, aparecían especialmente en el SW. sobre Haardt y el Donnersberg así como hacia el E. del Rhein en la región de Odenwaldes y Spessarts. La corriente general era tanto abajo como en la altura del S. Entre las 09,00 y 11,00 horas del mediodía, podía apreciar un observador a lo largo de Wiesbaden--Dorstadt-Alsbach, que con rápido aumento del calentamiento, desaparecían más y más los Castellatus. A esto sucedía simultáneamente, la formación de Cu. y fuerte convección producida por debajo de ellos, lo cual motivaba movimientos descendentes entre el campo de ascendencias. La nubosidad cumuliforme se seca primeramente en una altura de dos a tres kilómetros y da al cielo un aspecto de situación de buen tiempo. La pre--

sión que desde la noche anterior, prescindiendo del saco de tormenta, permanecía aproximadamente sin varia ción empezaba a descender nuevamente con el calentamiento rápido creciente. Desde las 12,00 h. se aparecía en la nubosidad cumuloforme deshilachamiento en las altas capas, con lo cual se desarrollan Cb. con numerosos capuchones sobre la región montañosa del valle del Rhein (Taunus, Adenwald, Haardt), así como en la región de los castellatus antes citada, a alturas irregulares. Se caracterizan primeramente por el desarrollo de pequeñas viseras, pero en cambio por brotes especialmente fuerte hasta en los picos más altos. La visibi lidad, que durante la mañana en las proximidades del suelo, estaba entorpecida por una neblina o bruma, mejoraba hasta unos 50 Km. debido a esta convección.

Desde las 14,00 h. los Cb. indicaban señales de tormenta inminente, puesto que hacia los lados se es taban extendiendo viseras. Hacia el S. aparecen además los caracteres de un franco empeoramiento del tiempo no ya local. El cielo presentaba aquí un aspecto enmarañado con capas de nubes amarillentas, sucias y la vi sibilidad empeoraba considerablemente. Pero no se podía definir todavía como un frente cerrado productor de tormenta. A las 15,00 h., en la comarca de Bickenbach-Alsbach presentaba el cielo un aspecto muy amenazador, oués ya estaban los Cb. más próximos y extraordinariamente cargados, mientras hacia el S. aparecía una masa de nubes de aspecto caótico de tonalidad más clara. En la región de Alsbach delante de la ladera Melibokus, empezaban entonces a las 15,15 tormentas aisladas, llegándose a observar rayos y una lluvia de gotas grandes y de corta duración. Pero el Cb. consiguiente no venía con la invasión sino que aparecía como una masa nubosa extraordinariamente maciza y oscura (por abajo con abundante formación de matus), con corriente - del E. desde la montaña más hacia el valle del Rhein. Hacia la región montañosa del Odenwaldes hacia el E. y N.E. se ven en la lejanía viseras de Cb. entre trozos de cielo azul. Mientras tanto ya se veía claramente que se aproximaban hacia aquí tormentas mayores y situadas ya por completo en la invasión. El cielo estaba - allí completamente negro. Simultáneamente se apilaban acenciéndose sobre el observador y algo al W. se presentaban Cb. con brotes extraordinariamente potentes y descargas eléctricas hacia abajo. Estas tormentas loca les producidas delante del frente principal, descargaban en Ried y en la región de Gernsheim. Sobre la es tación de Jugenheim, donde ulteriores observaciones fueron realizadas, estaba el cielo algo más claro alrededor de esta hora y la nubosidad dominante la formaban nubes altas y medias, de todos los tipos. Por el S. se aproximaba el rodillo tormentoso del frente principal, al principio (alrededor de las 15,35) aparecía un fondo extraordinariamente negro, pero entonces muy rápidamente se dejaba ver la evolución de un rodillo ex traordinariamente macizo. Esto estaba iluminado desde el N. lo que le hacía tener un color blancuzco, en la parte todavía clara de la región. Las formas de rodillos individuales de la turbonada degeneraban absolutamente todos en formas de Castellatus espesos, así que el rodillo que se aproximaba se llenaba de numerosas nubes con brotes. La invasión propiamente dicha tenía lugar a las 15,36 en la estación de Jugenheim con ex traordinaria fuerza tempestuosa a la cual seguían precipitaciones de granizo y agua. La visibilidad empe oraba hasta 50 m., la luz del día disminuía tanto que no era posible leer en una ventana. La tormenta siguie nte duró una hora, después de lo cual fué aclarando solo lentamente. Entonces se señaló claramente en el cur so de la tormenta, un nuevo frente con granizadas y refuerzo de las rachas de viento (hacia las 17,00). Desde las 17,30 caían las descargas y la lluvia preferentemente al N. de la estación Jugenheim. Al SW. en el hori zonte se apreciaba la región de la visera de Cs., la cual a las 18,00 pasaba por el cenit sobre Jugenheim. Las precipitaciones alcanzaban hasta más allá de la visera de Cs. después del paso del frente se apreciaba hacia el SW. una visibilidad de unos 100 Km. Haardt era visible con todo detalle, sin embargo hacia las 18,00 se extendían sobre el cielo húmedo y con evaporación fuerte del valle del Rhein, neblinas y en los bosques niebla". De estos fenómenos del tiempo vividos se deducen claramente el doble carácter del frente.

Los avances de los procesos de subversión totales, sobre los cuales hace también incapie "Hann-Suring" 9 (45) dan por resultado, que la totalidad de los procesos frontales tienen lugar desde la vaguada de baja presión original, hacia adelante. Se presenta ahora la cuestión, de cual de las dos líneas es registrada - en el mapa como el frente frfo. La vaguada de baja presión se diferencia sólo de una manera clara si los pro cesos se han distanciado bastante de ella, otras veces su presencia estará completamente enmascarada por las variaciones de presión originadas por la subversión. Pero un gran avance se observa sólo con inestabilidad - fuerte en el aire anterior, por lo tanto esto es raro. Aparte de eso ya que los procesos del tiempo a lo - largo de la línea de subversión, son más fuertes y llevan carácter frontal, debe ser señalada esta línea co mo frente frfo, sin embargo esta no representa en sentido estricto el frente frfo. A causa de las subidas - de presión presentadas súbitamente, coincidirá con el lugar más bajo del barograma.

Una línea de subversión de carácter frontal, después del mínimo de presión original, se observa só lo en la disminución del viento con la altura. Un magnífico ejemplo de esto lo suministra el frente frfo - del 2-8-48. El aire cálido con estabilidad débil era levantado por el aire frfo que avanzaba por debajo; -

después de una cierta magnitud de la elevación, realizada por la inestabilidad, venía una subversión de carácter frontal. Delante de la vaguada de baja presión, el cielo está despejado, a su paso se cubre, saltando el viento súbitamente al NW. Aquí tenemos una clara variación del tiempo con el paso de la vaguada de baja presión. En el caso anterior esto está así designado como el frente frío, aunque después —como su continuación— todavía sigan fenómenos del tiempo violentos. También en este caso coincide, el designado como frente frío, con el lugar de la presión más baja del barograma. Se obtiene así: "No sólo con aumento vertical del viento, sino con disminución es designado como frente frío cualquier línea que coincida con el mínimo de presión y produzca en el mapa del tiempo un salto de viento marcado".

Poco frecuente es que al curso de presión en el suelo se sobreponga una extensa y fuerte caída de presión, con lo cual después de la evolución inestable quede más profunda que antes de la transformación. En este caso excepcional, el primer mínimo de presión se toma como representación del frente frío.

Cuando en lo sucesivo digamos frente frío, nos referimos precisamente a la línea de frente frío a qué definida.

VIII. La crítica de las medidas aerológicas en el aire frío y cálido desde el punto de vista de los fenómenos frontales.

Para una investigación, como las llevadas a cabo anteriormente, y para la crítica de la estructura térmica en el dominio del frente frío, es preciso un sondeo delante y otro detrás del frente. Ambos sondeos pueden estar a una distancia mayor o menor de la línea frontal. Pero puesto que en el dominio frontal existen variaciones esenciales en las masas de aire, debido a elevaciones, descensos y transformaciones inestables, es sólo relativamente correcto, como se vé en el esquema del párrafo IV, tomar la estratificación de aire frío y cálido también invariable para el espacio "inmediatamente delante" o "inmediatamente detrás" del frente, y ello deducir con consideraciones las relaciones de viento sobre la estructura vertical, en el dominio frontal. La figura 1 tenía sentido sólo para indicar que puede existir estratificación inestable en el dominio frontal a pesar del aire frío y cálido estables. Se procede así en forma —tan esquemática, que se construye la curva de estado hipotéticamente, con aumento del viento hacia arriba en el dominio del frente, a partir de la distribución superior de la temperatura en el aire frío y de la inferior del aire cálido, así se obtiene en la mayoría de los casos un punto de partida correcto para la cuestión de la inestabilidad y estabilidad en el dominio frontal. En especial cuando quedan cerca en el tiempo ambos sondeos al paso del frente, este procedimiento grosero suministra un buen punto de apoyo sobre la estratificación en el dominio frontal. Pero se encuentran también casos, en el material anterior, en los cuales este procedimiento sencillo de resultados erróneos; en donde se debía deducir de ambos sondeos, que la estratificación en el dominio frontal permaneciera estable, evolucionaba con Cb y cúmulos. Esto tiene en parte su origen, en que el lugar de observación no quedaba suficientemente cerca del lugar del sondeo. Pero también en casos aislados en los que las observaciones provenían del lugar del sondeo — se encuentran tales discrepancias. Ahora bien estos casos eran en realidad, aquellos en que el frente pasaba por la tarde, con tiempo poco nuboso, así que por radiación el aire cálido estaría inestable en el sondeo de la mañana siguiente, o también en el caso en que la caída de la presión prefrontal fuese muy fuerte, de tal manera que resulte un levantamiento fuerte del aire con inestabilización.

También pueden ser importantes las alteraciones que van con el aire frío después del paso del frente, especialmente las transformaciones inestables pueden motivar un enfriamiento de las capas inferiores, lo cual en manera alguna corresponde al aire frío sin perturbar, que nosotros determinamos a bastante distancia del frente. Los procesos descendentes de la región prefrontal cambian también al aire frío. Además resulta que la estratificación en el aire frío ya nunca es horizontalmente homogénea puesto que el aire más frío queda frecuentemente bastante detrás del frente frío.

A pesar de estos inconvenientes y de la densidad tan pequeña, con respecto a este objeto, de la —rad aerológica, se emprendió con el material disponible la investigación para el frente activo, poniendo en relación las diferencias de temperatura, de los sondeos en el aire frío y en el cálido, con la intensidad de la vaguada de baja presión. Por ello evidentemente sólo pudieron utilizarse aquellos sondeos que tenían el mismo intervalo de tiempo desde el paso del frente. Se confrontaron un grupo con diferencias de temperatura media (1000-500 mb) de por encima de 4° y otra por debajo de 3°. De los 84 frentes apuntados fueron utilizados para el caso presente 52 que presentaban, en 19 casos una vaguada de presión fuertemente pronunciada con diferencias grandes en la temperatura media, —quedan fuera de consideración los fenó-

menos en las transformaciones inestables-, en 9 casos con pronunciamiento débil. Los frentes, en los cuales los temps sólo presentan contrastes débiles de masas, tenían solo en 5 casos una vaguada de baja presión pronunciada fuertemente, pero en 25 casos débil. El material anterior es muy restringido todavía, para una relación estadística de especie más general; pero no obstante lo reducido de este material, hace ver que a contrastes de masas más fuertes también corresponden vaguadas de baja presión más fuertemente pronunciadas, lo que está en concordancia con lo considerado en VI.

La clasificación de frentes fríos según Schwerdtfeger (5) y Dinies (6) utiliza como característica - de diferenciación principal, para el frente frío, el aumento o disminución de la variación vertical de la temperatura local, al paso del frente. Conquistaron con ello un resultado análogo para ambos casos. Allí sólo fueron empleados pares de sondeos, que demostraban una clara disminución o aumento de temperatura con el paso del frente. Aquí se utilizaron 44 de los frentes fríos anotados. El resumen numérico de los casos presentados se agrupa con los resultados en la tabla siguiente. Los símbolos sinópticos dan a conocer inequívocamente, que punto de vista sirve como principio de selección.

Estratificación en el aire frío y cálido.

Barograma.

Cociente.

Se vé claramente que un contraste fuerte de temperatura en altura se acompaña por término medio de una vaguada de baja presión más profunda que para un contraste de temperatura fuerte en estratos inferiores. No obstante parece la diferencia algo crasa -que bien pudiera ser como resultado de lo reducido del material- máxime si se piensa, que en la altura, el retroceso de temperatura resulta mucho más lento que en los estratos próximos al suelo. (42).

Para conocer, con respecto a la siguiente exposición de una clasificación de frentes fríos, si el aumento o disminución vertical de la variación de la temperatura local (principio clasificador de Schwerdtfeger y Dinies), como nos suministran los temps en servicio sinóptico diario, es también de influencia esencial en el curso del tiempo en el dominio del frente frío, fueron realizadas las evoluciones del tiempo en los 44 casos dichos. Se obtiene como resultado, que no puede fijarse una diferencia perceptible alguna entre el frente frío con enfriamiento fuerte arriba y aquél con enfriamiento fuerte abajo. Esencialmente sólo era siempre la clase de la estratificación vertical en el dominio frontal y en la región prefrontal. Estos resultados conducen a la explicación siguiente: para la estratificación vertical en el dominio del frente son decisivos a causa del aumento del viento en la vertical de el aire frío, sólo la relación de temperatura superior. El enfriamiento advectivo de las capas de aire más inferiores, resulta sólo después del paso del frente. El enfriamiento medido por medio de dos temps, en altura nada indica sobre el estrechamiento horizontal del contraste de masas, aunque se evidencia, por el curso que producen las variaciones de presión en el suelo, que es mayor la probabilidad de un estrechamiento fuerte en grandes diferencias de temperatura medidas arriba. Así pues resulta de aquí solamente por término medio una elevación prefrontal fuerte del aire cálido; pero los efectos de las elevaciones de fuerzas diferentes estarán tapados totalmente por las relaciones de humedad en el aire cálido. Sólo con el empleo de material muy numeroso se podría alcanzar claramente, para el caso limitado del aire cálido de igual humedad, la influencia de variaciones de temperatura en altura.

Una fuerte caída de la temperatura en la altura, se manifiesta en que se llega antes a una subversión inestable en el dominio frontal. Los enfriamientos ulteriores apenas tendrán efecto, porque están bajo los efectos de los descensos ya iniciados. De todos los frentes fríos ya clasificados, que mostraban enfriamiento fuerte arriba pero abajo poca variación de temperatura, sólo tres tenían estratificación estable en el dominio frontal; estos fueron ciertos casos en los cuales presentaba el aire cálido aumento extraordinariamente fuerte de la temperatura potencial hacia arriba.

Así pues, sobre la base de estos resultados, no le atribuiremos significado esencial alguno, a la variación local de temperatura con vista a una clasificación de frentes fríos.

Puesto que la distribución de la temperatura, medida por medio de los temps, en el aire frío y cálido sólo permite obtener conclusiones sobre la estratificación vertical en la región del frente frío, sería preferible, para hacer una clasificación, tener en cuenta en primer lugar los fenómenos del tiempo como criterio para la estratificación estable e inestable.

Resumiendo sistemáticamente los factores activos en la región frontal con la descriptiva ordenación así se obtiene una clasificación de frentes fríos como resulta ella de la observación.²

CLASIFICACION DE LOS FRENTE FRIOS

IX. El tipo estable e inestable puro del frente frío activo.

1.- Tipo estable puro (IS).

No existe transformación inestable alguna en el dominio del frente, (frente frío estable; véase IV) el aire cálido anterior estará estratificado tan estable que ni el levantamiento prefrontal ni el enfriamiento advectivo en la altura, conducen a la inestabilidad. Así pues en estos casos, al descender la presión, se encuentra el tipo de frente frío con mal tiempo y mejoría en el ascenso. Porque corresponden claramente a la serie de fenómenos de las variaciones de presión, debidos a la corriente, les podemos llamar "Tipo de frentes fríos estable puros-activos". El barógrafo muestra una caída uniforme a la cual se une a continuación una subida lenta y uniforme. Este tipo de frente frío predomina en la estación del año fría, en la estación cálida es muy raro encontrarlo.

Para los fenómenos del tiempo prefrontales son decisivos independientemente uno de otro, en primer lugar la relación de humedad relativa en el aire cálido unida al levantamiento causado principalmente por el contraste superior de temperatura, en segundo lugar el tipo del estrato fundamental en el aire cálido - sin perturbar (Los tipos de estratos fundamentales indicados por Schneider-Carius son como sigue: A/ tipo de inversión (inversión fuerte en la troposfera inferior) B/ tipo de niebla alta (capa de aire frío en el suelo); c/ tipo normal (inversión del estrato fundamental a 1000/1500 m.); D/ tipo de convección (ascenso de la inversión del estrato fundamental debido a la convección); E/ tipo de turbonada (crecimiento del estrato fundamental hasta 3000 m. ; brotes nubosos); F/ tipo de desencadenamiento (forma inferior inestable: tipo de tormenta; inestabilidad alcanzando grandes alturas). Se admite en primer lugar para la mayoría de los casos, que la elevación y la relación y la elevación de humedad en el aire cálido conducen a la condensación. Los tipos de estratos inferiores presentados en el aire cálido estable sin perturbar -aceptamos el método de designación de Schneider-Carius- son el tipo normal (C) el tipo de inversión (A) y el tipo de niebla alta (B). En el dominio frontal mismo predominará con el fuerte levantamiento probablemente el tipo de desencadenamiento (estable), que Schneider-Carius llama tipo de lluvia.

a) - Estrato fundamental: tipo normal (símbolo de frente : cIS). No predomina por encima de la peplopausa ninguna inversión principal con enriquecimiento en humedad, así se espesarán primeramente en la peplopausa una capa de nubes Sc. a una capa cerrada de St. Finalmente se presenta la saturación en los estratos más altos y llueve, de forma uniforme, con lo cual se forman también campos de nubes bajas. Después del comienzo de la subida de presión rápidamente cesa la lluvia, la nubosidad se abre, su límite superior queda la mayoría de las veces en la inversión de limitación que se forma de nuevo rápidamente en el estrato fundamental en el aire frío. La nueva peplopausa detrás del frente desciende lentamente. El descenso de temperatura con el comienzo de la subida de presión es marcado, pero no brusco.

Muchas veces ya aparece, antes de la formación de nubes en la peplopausa, una nubosidad de Av. altos y más tarde As., precisamente entonces es cuando queda en altura una inversión con humedad más alta. Aunque que la humedad relativa en la inversión superior es igual a la peplopausa, aparece arriba primeramente la nubosidad. Ahora corresponde en efecto, a una humedad relativa igual en la altura, una diferencia del punto de rocío algo más pequeña que en el nivel de la peplopausa. Pero la diferencia es tan pequeña que a pesar de ello se debe contar con levantamientos más fuertes aún en el nivel de los As. que en los estratos más inferiores.

b) - Estrato fundamental: tipo de inversión. (Símbolo del frente: aIS). El aire cálido presenta en este caso en los Kms. inferiores un aumento fuerte de la temperatura potencial con la altura, así pues está especialmente estable. Muchas veces es el campo de Ac. la característica frontal, pero muchas veces también St. bajos. Las precipitaciones son frecuentemente abundantes. Pero la diferencia con el tipo de cIS es sin embargo pequeña.

c) - Estrato fundamental: tipo de niebla alta. (Símbolo frontal bIS). Aquí queda debajo del aire cálido una capa de aire frío, que, como sabe el sinóptico, puede ser muy frecuente en la época fría del año. Cuando el dominio frontal no se aproxima a una vaguada de baja presión fuerte con levantamiento de viento, se puede suponer el paso de frente por completo por encima de la capa de aire frío en el suelo, y puesto que está casi siempre, en esta época del año, limitada por arriba por una capa espesa de St. será la lluvia frontal, unida al paso de la presión, la única, que para el observador de él en el suelo será apreciable. Se puede aquí hablar ya de un frente frío en altura.

Así en el caso presente de un frente frío estable enmascarado, al levantarse viento despejará el aire frío del suelo. Ya antes del cese de la lluvia frontal se desgarran la nubosidad inferior, y al cesar la lluvia, con la subida de presión, también disminuirá la nubosidad en total, entonces tendrá lugar después un claro aumento de la nubosidad.

En la figura 6, parte superior, se representa un corte a través de un frente frío activo estable, según se deduce de las observaciones y de la información de los pilotos que atravesaban el frente frío. En frentes fríos estables débiles puede acontecer que haya en todo el dominio frontal una o varias capas/intermedias sin nubes.

El estrato fundamental en el aire cálido próximo al frente se admite estaría a unos 1500 ms., en el aire cálido sin perturbar deberá estar situado algo más bajo. En el aire frío se forma ya a unos 2.000 ms un nuevo estrato fundamental.

11.- El tipo inestable puro (IL)

Estratificación inestable en el dominio frontal, más fuertemente caracterizada cuando el aire cálido anterior está estratificado inestable. Para ello se produce la inestabilidad del aire cálido por el calentamiento de radiación de los estratos inferiores. Este tipo de frente frío se encuentra generalmente como fin de una situación de altas presiones de varios días en la época del año más caliente. El levantamiento, durante la caída de presión, no produce entonces una capa cerrada de nubes, sino brotes nubosos; con inestabilidad fuerte del aire cálido, muchas veces tormentas prefrontales aisladas. Con un muro nuboso negro aparece entonces súbitamente el frente de las transformaciones (secundarias) cuyo ascenso de presión fuerte lo compensa desde arriba la caída continua de presión, así pues se establece el empeoramiento del tiempo con ascenso de presión brusco. Tormentas fuertes van unidas a este frente. Los ascensos de presión más fuertes vuelven después de 1 ó 2 horas. Pero correspondientemente a la variabilidad del curso de la presión bajo un Cb., al paso de un frente frío inestable puro es muy variable la forma más detallada del barograma. Son posibles todos los grados entre las dos formas de la fig. 4.

Muchas veces están intercalados, en la parte ascendente o descendente de la curva, sacos todavía/más pequeños hacia arriba o hacia abajo, que provienen de las transformaciones inestables más débiles. El frente frío activo, tipo inestable, se manifiesta de modo característico en el campo de viento en el suelo. El anemograma presenta delante del frente sólo fuerzas de viento pequeña, de cuando en cuando perturbaciones con el paso de un Cb. La dirección del viento en el suelo presenta muchas veces una componente hacia el frente.

Después de que el muro nuboso alcanza el lugar de observación se origina súbitamente una turbonada de fuerza devastadora. La turbonada aparece con o después del comienzo de la subida de presión, rara vez algo delante (1-3 mnts). La caída de lluvia, que se presenta después de alcanzar el máximo la fuerza del viento, puede producir en poco tiempo cantidades considerables de precipitación (hasta por encima de 50 mm. en una hora). La cantidad de precipitación es localmente diferente debido al carácter inestable del proceso. Así de ninguna manera presentan las montañas el máximo de precipitaciones; puede tener lugar en tales frentes fríos incluso que la cantidad de lluvia mayor caiga en llanuras. La explicación de ello pudiera ser, que en primer lugar el calentamiento más fuerte del aire cálido desde el suelo cede aquí el primer puesto la montaña debido a la elevación del aire, y segundo la subida del aire desde la parte baja del estrato por debajo de la altura de la montaña eleva igualmente su vapor de agua que se condensa, el cual en las capas inferiores ya existe en especial abundancia.

En el termograma presenta este tipo de frente frío en salto súbito de temperatura de varios grados (fig. 3).

Mientras que en cualquier otro tipo de frente frío se determina la situación del frente primeramente por los procesos en altura, en este tipo inestable puro, se deduce que la situación del frente será determinada primeramente por las relaciones prefrontales en el suelo, puesto que la inestabilidad del aire en el dominio del frente frío descansa solamente sobre la inestabilidad de radiación del aire cálido. En lugares más limitados, donde el aire cálido está especialmente inestable, avanzará el frente, tanto que la línea fronta presentará en el mapa de la tarde con escala mayor un curso increíble. En este tipo de frente frío la fuerza de los fenómenos dependen también de la hora del día. Las turbonadas apagan por la tarde rápidamente, las precipitaciones pueden faltar en la segunda mitad de la noche, también el ascenso de presión y nubosidad retrocede. Esta dependencia tan fuerte de la hora del día puede frecuentemente equivocar al meteorólogo, al considerar el frente prácticamente deshecho durante la noche. Sin embargo al

medio día del día siguiente, si el aire cálido anterior adquiere inestabilidad, nuevamente aumenta el frente rápidamente su actividad y puede en pocas horas una línea de perturbaciones aparentemente inofensiva, evolucionar a un frente con extraordinaria actividad de mal tiempo.

Las diferentes posibilidades del tipo de estrato fundamental del aire cálido anterior, que son decisivos para la evolución del tiempo, son el tipo de convección, el tipo de tiempo de turbonada, y el tipo de desencadenamiento (inestable) (tipo de tormenta). Se diferencian todos ellos sólo en grado de intensidad en sus efectos sobre los fenómenos frontales. Nuevamente estos subtipos

estrato fundamental = tipo de convección (D)

estrato fundamental = tipo de turbonada (E)

estrato fundamental = tipo de desencadenamiento (F)

son una función de la hora del día, mientras que el tipo DIL aparece más bien hacia medio día, el FIL lo hace después de media noche. En el DIL faltan Cb. prefrontales, muchas veces existen bancos de Ac. castellana. La subversión de carácter frontal tiene lugar cuando se une la zona de inestabilidad formada arriba por el enfriamiento advectivo, propagándose hacia abajo, con la zona de inestabilidad resultante de la radiación inferior. En buena coincidencia con esto están las figuras proyectadas por Schinze y Siegel en las figuras de la pág. 78 (4).

En el tipo FIL tiene la inestabilidad, producida en primer lugar por la radiación, sobre toda la mitad inferior de la troposfera, o todavía alcanzando más altura, la posibilidad de que predominen delante del frente Cb. hasta 8-9 Km. e incluso producir tormentas; FIL representa el prototipo del frente tormentoso de intensidad más fuerte.

Todavía se puede hacer la pregunta, por qué sucede, que delante del frente resulta una formación de sordenada de Cb.; (La expresión "ordenada" y "desordenada" se emplea aquí como derivación de la idea característica de la convección ordenada y desordenada. (47)) mientras que en el frente precisamente una formación ordenada, de Cb. de especie frontal. Ya se puede imaginar que una corriente de aire frío superior al aire cálido inestable da lugar a numerosas subversiones aisladas. Se podría pensar sin embargo que los frentes existían, con su convergencia, antes que el aire cálido anterior estuviera estratificado inestable. La propagación de esta convergencia debe dar motivo entonces a subversiones ordenadas de especie frontal.

Más difícil es esta explicación para el caso del frente frío inestable el cual se agregó al tipo FIL y sobre el cual todavía profundizaremos más.

Predomina de tal manera en el aire cálido el tipo de desencadenamiento (inestable) (f) del estrato fundamental, es decir inestabilidad voluminosa, que puede traer sin afluencia de una masa exterior una transformación inestable violenta, algo parecido a las tormentas de calor, no producida en el seno del Cb. de aire frío. En tres casos se ha observado el autor, como se extendía en el interior de una masa de aire inestable, al medio día, un frente de evolución que aquí tenía sólo una expansión longitudinal limitada y se disipaba en la tarde nuevamente, pero estaba acompañado de tormenta y turbonada de violencia destructora. En el mapa del tiempo del día anterior, todavía por la mañana no se observaban indicios de un tal frente. También Bjers (48) habla sobre el origen, en tales frentes de corta duración y muy limitados, de una tormenta local. Franconia central fué atravesada el 22-7-48 después del medio día por un tal frente de evolución con destrucciones enormes en los bosques de Nürnberg. Un frente frío débil que pasó por la mañana había suponer, con su enfriamiento en los estratos superiores, inestabilidad fuerte en la tarde. Müldner (9) había investigado la extensión de un frente de evolución sobre el arbolado, sacando de ello conclusiones sobre la naturaleza de los procesos en el frente.

El autor había investigado las circunstancias sinópticas que tenían lugar en este frente de turbonada del 22-7-48 (50). Los resultados, que son generalmente corrientes, fueron:

1°. En la región de origen del frente de evolución debe ser la inestabilidad tan grande que por lo menos un empuje adicional -generalmente de influencia orográfica-produzca una fuerte subversión.

2°. Pero por otra parte la inestabilidad no deberá presentarse tan extendida que aparezca en varios lugares tormentas locales.

3°. También en la región que sigue en la dirección de la corriente a la región de origen, deberán estar relaciones de inestabilidad de tal manera que, para la actividad del tiempo más fuerte en el frente, no se lleve aún a la formación de tormentas locales.

Tenemos que considerar en este frente de evolución interno, procesos en masas de aire individuales de inestabilidad más alta. Se podría decir "tormentas de calor generalizadas de carácter frontal". El frente es causado sólo por el aire frío originado en el Cb.

Se puede admitir que con una inestabilidad más fuerte donde basta el empuje más pequeño para la subversión, los procesos de subversión de una tormenta de calor formada, tienden a extenderse rápidamente hacia todos los lados.

Hacia "atrás" es imposible el camino, por la estabilización provocada por medio del aire frío originado, así que la subversión se extiende hacia los lados y hacia delante. La extensión hacia adelante -- provoca el avance de los fenómenos, esto por lo que respecta al incremento de las tormentas de calor por el frente. Esta explicación será debida también probablemente a la fuerte curvatura de tales frentes, cuya figura en el mapa del tiempo representa en los tres casos casi un semicírculo, así que de la simple inspección de la figura resulta un centro de perturbaciones aislado.

La definición general ((27) pág. 248), según la cual se entiende por un frente una estrecha zona límite unida con la línea de convergencia, en la cual se dirigirán una contra otra las masas de aire originadas distintas y características diferentes, falla aquí completamente. A pesar de ello no se puede evitar el designar como frente, esta línea del mal tiempo, que puede dar lugar a fenómenos meteorológicos potentes, sin embargo se presentan a cierta distancia detrás de él -- como en las tormentas de calor -- nuevamente las mismas relaciones de temperatura y tiempo que delante. También a causa de otros procesos, como diferencias de radiación, diferente sentido de curvatura de las isobaras, se presentan en una masa de aire horizontalmente homogéneas, originalmente unitaria, diferencias regionales considerables, que pueden dar motivo a la formación de un frente, bajo condiciones de corriente apropiadas. Así pues en la definición de frente debe abandonarse la condición de los diferentes lugares de origen e incluso no hablar de dos masas diferentes, puesto que también entran en la definición masas de aire del mismo origen. El frente citado -- que se origina en el interior de una masa de aire originalmente unitaria, entrará en la definición de frente si se comporta como sigue:

"Un frente es una zona límite estrecha con una línea de convergencia en el suelo, a cuyos lados se dirige uno contra otro aire con estructura vertical térmica diferente".

Si se entiende la palabra "superficie" no en el sentido matemático de imagen bidimensional, sino como zona de transición especialmente estrecha; entonces se puede definir la idea de frente aún más clara y consisamente:

"Un frente es una superficie de discontinuidad en la vertical del campo de temperatura unida -- con una línea de convergencia en el suelo".

Esta definición contiene todo lo esencial. Lo mismo si se admite el caso de una masa de aire húmedo que se dirige contra otra seca de igual estructura térmica, resultará siempre entonces, si se llega a la formación de una convergencia en el suelo, una diferencia térmica a ambos lados de la línea de convergencia como consecuencia del efecto convectivo y aún de las precipitaciones.

Para los procesos físicos en el dominio del frente es completamente lo mismo de que lugar proceda el aire a ambos lados del frente, son activas solamente las diferencias de estructura vertical -- si se acepta al caso citado en último lugar -- o los procesos a los que se acompañan diferencias térmicas a ambos lados del frente.

Esta definición más amplia de la idea de frente hace posible un "grado de comparación" de los frentes fríos activos, que será dada a continuación en adición a la definición de frente. Para la cuestión -- de la fuente de energía para los fenómenos meteorológicos en el dominio frontal del frente frío hemos de diferenciar originalmente entre:

- 1º. La energía potencial, que resulta de las distintas temperaturas del aire una al lado de otra.
- 2º. De la energía de inestabilidad almacenada en la inestabilidad del aire cálido.

Para el tipo estable puro cuenta solamente la primera fuente de energía, naturalmente con todos sus fenómenos correspondientes (que ya hemos descrito). Se origina inestabilidad con aire cálido estable en el dominio frontal, por advección y levantamiento, así tenemos aún ante nosotros para describir el tipo de frente frío activo, cuyos fenómenos meteorológicos también descansan sobre las mismas fuentes de energía. Pero para el tipo inestable puro gana importancia la energía de inestabilidad del aire cálido. Para el -- dil. juega esta un papel sin importancia frente a la energía potencial de distribución de masas, pero para el eIL ya es mayor, entonces allí es necesario solamente una pequeña elevación de la inestabilidad por -- medio de la advección para la subversión. En el tipo fil, especialmente en los frentes de evolución en las masas de aire uniforme, es al final la energía almacenada en el aire cálido, la única fuente de energía -- en los procesos frontales.

Puesto que por consiguiente respecto a las fuentes de energía, que se cambian en la región frontal, existe una continua transición.

tipo estable puro
 Tipo de transición (principal)
 Tipo inestable puro dIL y eIL
 fl y frente de evolución en una masa uniforme

parece inicialmente sobre esta base, sea aplicable también la definición de frente a la última forma de frente frío.

El dibujo central de la fig. (6) representa un corte a través de un frente frío de tipo inestable puro. El frente va de derecha a izquierda.

X. El tipo principal del frente frío activo. (IH).

Mientras el tipo estable aparece principalmente en la época fría del año y el inestable casi exclusivamente en la más caliente, puede aparecer en cualquier época del año el tipo de transición entre ambas formas extremas, denominado por nosotros tipo principal. En el invierno lo encontramos en los grandes contrastes de temperatura horizontal (especialmente en altura) de muchas masas de aire. En el verano aparece debilitado, si el aire cálido tiene estratificación estable.

La característica fundamental del tipo principal es la estratificación estable del aire cálido y la estratificación inestable en el dominio frontal que se origina por elevación de advección. Así pues el paso de tal frente trae consigo un aumento paulatino de las capas nubosas, con lo que concuerda la llegada del frente con lo encontrado para el tipo de frente estable puro. La presión primeramente desciente suave y completamente uniforme, tampoco se presentan en las precipitaciones existentes oscilaciones de intensidad. Pero como en la proximidad del frente pueden aparecer ligeras transformaciones inestables, en las hasta ahora capas de nubes uniformes se intercalan brotes nubosos, la curva del barógrafo tendrá su paso algo inseguro con picos característicos aislados, las precipitaciones pueden presentar características de chubascos, o si todavía no está cayendo ninguna, pueden caer ya chubascos aislados delante del frente de nubosidad cerrada. En tonces con el aumento brusco de la presión viene la intensificación de las precipitaciones y de las turbonadas aisladas. La lluvia puede cambiar después de esto a la forma de chubascos, con lo cual la nubosidad también presenta ahora en su estructura brotes nubosos.

En contraste al tipo inestable puro, en el tipo principal, donde la inestabilidad en el dominio frontal reside en gran parte en la inestabilidad del aire cálido, se puede restablecer la inestabilidad en el dominio frontal, debido a la advección de aire frío continuada en la altura, algunas veces incluso después de tener lugar la subversión. Se observan en tales casos dos procesos de turbonada totalmente distintos uno del otro con dos subidas en el barograma, dos saltos de temperatura en el termograma, etc. algo así como si dos frentes fríos se sucedieran uno detrás de otro. Este fenómeno, de una segunda subversión fuerte en el tipo principal, que lo diferencia del primero y que puede darse directamente como la señal del frente, está tan poco separada localmente que en el mapa del tiempo se puede dibujar más que una línea de turbonada. Se diferencia también en el carácter de su línea de vaguada, que se puede señalar claramente muchas veces en frentes fríos fuertes de tipo FIL con sucesivas evoluciones inestables y también puede ser señalados en el mapa del tiempo, con una red densa de estaciones (véase pág. 22 y siguientes)

Pero en el tipo principal no tiene lugar la subversión principal inestable lo suficientemente delante, más bien en la misma línea de vaguada debida a la corriente, porque el aire cálido ya delante y en la mayor parte del periodo de elevación prefrontal está estratificado estable. Una línea de vaguada separada del frente no podrá por lo tanto comprobarse en un frente frío del tipo principal, puesto que las evoluciones situadas delante estarán totalmente cubiertas o coincidiendo con el comienzo de ellos.

Como ejemplo de un frente principal con dos transformaciones, se ha estudiado el frente que atravesó Bad Kissingen el 8-IV-47, a 21 h. El barograma y los fenómenos meteorológicos más importantes se representan en la figura 5.

Tanto el aire cálido como el aire frío estaban estratificados estables. Las dos subidas fuertes se encuentran sólo en el barograma de Kissingen, en ello se manifiesta la variabilidad local de todo proceso inestable. En Stuttgart sólo se encuentra una subida fuerte en el barograma con una racha de 28 m/sg., allí está ciertamente el aire cálido con estratificación inestable; Kassel muestra sólo ascenso de presión débil, con aire cálido estable, con una racha de 30 m/sg. En Frankfurt tenemos una sacudida de presión pequeña delante de una subida de presión lenta, acompañada de una racha de 17 m/sg. en Hof tiene lugar un ascenso de presión brusco de 1 mb. con enfriamiento repentino fuerte y una racha de 22 m/sg. Allí siguen a dis-

tancia apreciable dos procesos de turbonada de 19 y 21 m/sg., que no señalan el barograma y el termograma. (Nota: En toda investigación sobre frentes fríos y turbonadas se presenta la falta de registro de viento - como la desventaja principal. Se aprecia siempre que la valoración del anemograma deja ver más particularidades que el barograma y termograma. Por medio de valoraciones de anemograma en la guerra dió el autor dos veces con frentes de transformación, que sólo se manifestaban debidamente en el termograma, pero principalmente no se notaban en el barograma. Tampoco podía el meteorólogo trazar frente alguno en el mapa del tiempo, a pesar de la estrecha red de información durante la guerra, ya que algunas singularidades en el mapa del tiempo, como las presentadas principalmente en el barograma, eran tachadas en el análisis en parte como "información falsa". Como inconveniente principal se presenta en toda investigación, el que todavía no se ha conseguido el registro consecutivo de todos los elementos meteorológicos sobre una sola hoja, por lo cual el trabajo penoso de sincronización que debe ser emprendido tiene ciertas inexactitudes). Así pues tiene lugar hasta tres procesos fuertes de subversión separados.

Cuando la nubosidad en el tipo principal disminuye definitivamente, eso depende de la estratificación de temperatura y humedad en el aire frío sin perturbar. La potencia de los brotes nubosos puede ser tan grande que no pueden disolverlos los procesos descendentes en el lado posterior de la dorsal de presión resultante de la corriente, que descansa sobre el contraste de masas y se modificará la serie de fenómenos de las evoluciones inestables.

Estando el aire frío húmedo y estratificado estable, puede entonces retrasarse bastante la disolución de nubes. Por ello en la época fría del año puede persistir durante largo tiempo, en el límite superior del nuevo estrato inferior, una capa de nubes cerrada.

La intensidad de la turbonada, que aparece en el tipo principal es inferior, por término medio a la que tiene lugar por la tarde en el tipo inestable puro, donde domina el gradiente adiabático seco desde el suelo hasta la altura del nivel de condensación. En el último caso se emplea una relación entre la repentina caída de la temperatura y la intensidad máxima de la turbonada ($F_{max} \text{ (m/sg)} = 2 \Delta T \text{ (}^\circ\text{C)}$), (51); para gradientes de temperatura por debajo del adiabático seco en las capas inferiores, como es el caso del tipo principal, realmente vale $F_{max} > 2 \Delta T$, sin embargo es esencialmente más pequeña la variación brusca de la temperatura, así que también es por lo regular más pequeña la intensidad de la turbonada. El torbellino de turbonada no está caracterizado claramente como en el tipo inestable puro. La explicación de esta diferencia está en el mecanismo de la turbonada tormentosa; estos están comprendidos como cuerpos de aire frío de dimensiones reducidas con movimientos descendente-curvado en la horizontal, que se forman a causa de la fusión de las precipitaciones del Cb., algo por debajo de la altura de la isoterma de 0°C . (46). Puesto que este movimiento descendente del cuerpo de aire frío, con suficiente humedad, tiene lugar según la adiabática de saturación, una estratificación adiabática seca en las capas inferiores efectuará un aumento de la aceleración. Resulta demás, que la intensidad de la turbonada en el tipo principal, en contraste con el tipo inestable, es totalmente independiente de la hora del día en que tenga lugar la inestabilidad en el dominio frontal.

Sea mencionado brevemente en relación con este el trabajo de Raethjens (52) sobre la inestabilización y desencadenamiento en el avance del aire frío en altura, porque Raethjens admite incluso un avance de aire frío en la subestratosfera y llega a un resultado parecido al encontrado aquí. Según Raethjen existen primeramente transformaciones de carácter turbulento al nivel de los Ci, que producen en los Ci, las bandas de caída. Las precipitaciones caídas de los Ci, en la troposfera superior y sobre el espacio anterior del aire frío trae inestabilización, en donde existen evoluciones que abarcan la totalidad de la troposfera, pero sin relación alguna con el frente de turbonada. En el aire frío avanzando, se forman, detrás de las evoluciones, procesos descendentes debido a las tormentas de aire frío adicionales.

Las formas del tiempo aquí descritas, del tipo del frente frío principal con capas nubosas cerradas y precipitaciones intermitentes delante del frente y frotos nubosos en o ya delante de la subida de presión inicial, coincide así pues completamente a la forma supuesta por nosotros para el paso de una oclusión. Por ello se puede preguntar con razón donde está la diferencia con una oclusión. En la oclusión aparece elevación prefrontal del aire cálido, precisamente como en el tipo principal del frente frío. Pero allí estará causado en primer lugar por el deslizamiento ascendente, aquí por el efecto "debido a la corriente". Puesto que la región de deslizamiento ascendente tiene una extensión mayor que el efecto de elevación prefrontal avanzado en el frente frío, empieza en la oclusión el campo de nubosidad y precipitaciones prefrontales excepcionalmente más adelante del frente que en el tipo principal del frente frío (y en el tipo estable puro). Pero es insostenible la idea de una cavidad de aire cálido, en forma de V, en un corte transversal, en el avance superior del aire frío. Por medio de los procesos de elevación implicados deberá

desaparecer el aire cálido poco a poco de las capas de tiempo activo de la troposfera inferior, así que podrá encontrarse todo lo más en la fase inicial de la oclusión. Tres masas de aire separadas en el dominio de la oclusión ha encontrado Schwerdtfeger (53) en una región en que la oclusión sólo aparece en la fase inicial. Que los procesos de deslizamiento ascendente en una oclusión, con envejecimiento creciente del frente, pierden siempre más en significación -mientras la oclusión no avanza contra aire transformado en más frío- y la oclusión toma siempre más el carácter de un frente frío o frente de altura, lo demuestra también el rápido aumento del campo de nubosidad y precipitaciones prefrontales.

Las series de nubes St, As \rightarrow Ns \rightarrow Ns con Cb \rightarrow Cb, a menudo observadas, que resultan sin duda de las ideas aquí desarrolladas, apenas se pueden explicar con el esquema frontal Noruego. Pero su conducta frecuente tenía el motivo que mencionan los representantes de la escuela Noruega 1.933 en el *Physikalischen hydrodynamik* (54). En la pág. 764 leemos: "Bajo ciertas circunstancias puede formarse una especie de nube cu muliforme, interior, independiente del calentamiento del suelo y parece ser esta especie verdaderamente típica para el aire tropical en un frente frío aproximándose, pero que puede estar a cientos de Kms. de distancia. La cabeza del Cu. crece en este caso desde cualquier banda de nubes en los 3-5 Kms. (Ac. cast., As. cast.) o aparece también aislado sin tal base nubosa. La causa de tal formación hay que buscarla en la corriente de aire vertical, que será posible debido a una estratificación inestable húmeda. Tal disminución fuerte de temperatura con la altura en estratos altos tiene lugar como resultado de las "perturbaciones tropopausicas".

Especialmente Mügge había llamado frecuentemente la atención sobre la citada sucesión de nubes a través de una región de lluvia. En la "Energetik des Wetters" (55) admite, en unión de Stüve, como causa de estos fenómenos, el avance de aire frío incluso hasta en las regiones de deslizamiento ascendente del frente cálido. En el *Lehrbuch de Hann-Süring* (56) se expone la misma idea.

Dinies (26) da dos cortes verticales extensos, coincidentes con la práctica, a través de la región de precipitaciones frontales. En la primera representación da el corte a través de un frente frío activo. El aire frío está dibujado avanzando sobre el aire cálido, trae delante del paso del frente Ac. cast. Cb. aislados; con el paso del frente aparecen potentes masas de Cb. continuas. Pero el límite inferior de los brotes nubosos asciende después en la región del aire cálido, mientras la inestabilidad delante del frente, por lo menos en las proximidades de él, predomina todavía en la totalidad de la columna de aire y también experimentalmente aparece antes del paso del frente representado, la mayor parte de los Cb. que alcanzan la mayor parte de la troposfera. Según se deduce del párrafo precedente se trata en el corte vertical de Dinies de un frente frío activo tipo inestable puro. Las formas de nubes aquí deducidas para el tipo principal del frente frío Dinies las admite en la oclusión; coincide también ampliamente con las formas de nubes dadas por Schwerdtfeger (41) para la oclusión. La región de nubosidad estratificada se extiende por ello también claramente forza más dentro de la región del aire cálido, que se observa en el tipo principal. Puede verse de esto, que el esquema de la oclusión representado por Dinies, es el primero publicado, en el que se registra un avance de aire frío en la altura.

La influencia de los tipos de estrato fundamental, del aire cálido situado delante sobre los fenómenos del tiempo del tipo principal del frente frío es en:

Estrato fundamental: tipo normal (C)

y

Estrato fundamental: tipo de inversión (a)

lo mismo que en el tipo estable puro, para

Estrato fundamental: tipo niebla alta (B)

del frente frío inestable enmascarado BIH, se obtiene además una diferencia para el frente frío estable puro BIH; ya que son extraordinariamente raros los casos en los que se efectúa el paso del frente totalmente o por encima de una capa de St. y esta permanece invariable, puesto que el efecto de las subversiones inestables en este caso llegan la mayor parte hasta el suelo y levantan el estrato de aire frío prefrontal. La capa nubosa puede ya disminuir antes del comienzo de la subida de presión, lo cual introduce con la turbonada y los brotes nubosos las variaciones fundamentales al aspecto del cielo. En el curso de las estaciones del año algunas veces no presenta el límite superior del estrato de aire frío prefrontal ninguna capa cerrada de nubes. El aspecto del cielo prefrontal es entonces más veces como en aIH, más raramente como en cIH.

También en el tipo principal del frente frío debe darse para su estudio un corte (fig. 6 inferior). - La representación es una transición entre la superficie y la media de la fig. 6.

XI. FORMAS ESPECIALES DE UN FRENTE FRÍO ACTIVO.

1.- El frente frío en altura (1h)

Para una estratificación de viento apropiada, puede tener lugar, que el aire frío sea transportado so lo por encima de una cierta altura. El aire frío en altura influirá en la dirección, la cual hacia arriba gi ra respecto a la dirección del viento en las proximidades del suelo. No es necesario para ello una componen- te meridional fuerte de la corriente próxima al suelo (NW o casi NNW), sino que se trata de aire frío girando alrededor de una baja en altura o una vaguada de altura. En verano se encuentra con relativa frecuencia, cuan do queda una baja de altura, con corriente del SW en el suelo, sobre el Golfo de Vizcaya.

Frentes fríos en altura (bajo frentes fríos en altura se entenderá más bien frentes fríos de gran al- cance que traen el mayor enfriamiento en altura) se puede solo formar, cuando el aire cálido anterior está - estratificado estable. El aire cálido inestable viene enseguida una subversión potente hasta el suelo y así se produce un frente frío tipo inestable. Por ello puede transformarse en un frente frío en altura, aparente mente inofensivo, en un frente tempestuoso, si avanza contra un aire cálido fuertemente inestable.

El verdadero frente frío en altura causa en los estratos superiores una inestabilidad más o menos fuer- te en los cuales se originan evoluciones que se mantienen altas con formación de nubosidad (Ac, As, Ac cast en varias capas, que se cierran en el dominio frontal). Con inestabilidad más fuerte en altura se presentan - también precipitaciones, que pueden alcanzar el suelo. Junto con la detención de la radiación por la formación nubosa esto puede acentuar también, en las capas próximas al suelo, una discontinuidad en la distribución de la temperatura horizontal e incluso producir una convergencia débil de viento, muchas veces con aumento oqee ño de la velocidad del viento. La intensidad del frente frío en altura depende poco de la hora del día. En los sos raros en los que aparecen en ellos tormentas altas, se ve que las tormentas pasan generalmente durante la noche.

El frente frío en altura se presenta aislado, si el aire frío en su lado posterior no alcanza el suelo o se adelanta a un frente frío en el suelo (entendiendo por frente frío, aquél que solo tra enfriamiento en las capas inferiores), cuando el aire frío avanzando se adelanta poco a poco hasta el suelo. El giro del vien- to con la altura detiene un avance amplio del frente frío en altura delante de cualquier frente frío, así que se encuentra generalmente el primero a una distancia de 100/200 Km. delante del último.

Pero surge ahora con razón la cuestión, de cuando llega al perfeccionamiento un frente frío en altura con el subsiguiente frente frío en el suelo, y cuando con un frente frío aislado de tipo principal. En ambos casos avanza en altura el aire frío sobre aire cálido estable. La contestación se encuentra si consideramos la inclinación fuerte de la superficie frontal. Será posible, por consideraciones especiales de corriente, un avance amplio de aire frío en altura, así estará la superficie frontal fuertemente inclinada hacia adelante, las líneas f y f' de la fig. 2 estarán ampliamente desplazadas una de otra y las isohipsas presentarán curva- tura más pequeña. Por ello no traen efecto de presión fuerte debido a la corriente y tampoco procesos fuertes de levantamiento en el suelo, delante del frente frío. Ahora bien las evoluciones inestables en la altura se establecen generalmente delante del frente frío en el suelo, de tal manera que, como ajuste para los paquetes de aire ascendentes en las células individuales de evolución detrás del frente frío superior, pueden estable- cer movimientos de aire descendentes que conducen a la disipación de nubes, puesto que ya entre el frente en el suelo y el de altura no se contrarrestará ningún efecto de elevación. La experiencia parece confirmar es- ta explicación con tal de que en el suelo, en un par de frentes de la especie dicha, no se presente esencial- mente ninguna tendencia de presión.

En USA parecen tener una frecuencia mayor los frentes fríos en altura que en Europa. Holzmann (57) in dica allí una frecuencia mayor en el invierno cuando el país está cubierto por una capa de aire frío y se pro- duce el paso del frente totalmente por encima de esta capa de aire frío estable bis. Esta especie de frente frío superior se puede transformar en un frente frío normal, si ha alcanzado en su camino el límite de la capa de aire frío del suelo. En verano deberán aparecer frentes fríos en altura, si masas de aire Ts (tropical supe- rior, el cual solo aparece en altura) llegan a ser desalojadas por aire frío. Como causa de origen da Licht- blau (58) en primera línea la transformación de una oclusión con caracter de frente cálido. La superficie del frente cálido estará sin actividad por la detención de los procesos de deslizamiento ascendente, frente cá- lido en el suelo difuso, así que solo queda como factor activo el aire frío desalojando al aire cálido en al- tura. Aunque raro, pero muy importante en la formación de frentes fríos en alturas superiores, se admitirá primero una frontogenesis correspondiente totalmente a las condiciones en el suelo (véase 59), en segundo - haber un giro fuerte del viento con la altura de tal especie, para las invasiones de aire frío grandes, que

el aire frío llega antes en las capas inferiores. Según nuestra definición se trataría de un frente frío pasivo que será tratado en el párrafo XII.

Se comprende por sí mismo que los frentes fríos en altura vayan contrariamente a la corriente del suelo. Scherhag (27) da la representación de una situación meteorológica donde se registra una oclusión con carácter de frente cálido en corriente de altura del WSW y corriente en el suelo del ESE, viniendo del W hasta el Oder.

2.- Frente frío seco (IS), (IL) y (IH)

Anteriormente se hacía siempre la suposición, de que las relaciones de humedad de las masas participantes admiten la condensación al elevarse. De todas formas puede que a pesar del levantamiento prefrontal no tenga lugar la condensación o con estratificación inestable no se produzca más que frentes nubosos débiles - aislados, precisamente cuando las masas de aire participantes están muy secas. Entonces el paso del frente frío, al cual podemos denominar brevemente "frente frío seco" no irá acompañado de nubosidad cerrada incluso algunas veces en algunos sitios estará totalmente despejado. Se conocen pasos de frentes fríos secos sobre regiones desérticas extensas, que carecen frecuentemente de nubosidad. Naturalmente para tales frentes sin nubes decrecen por el contrario las complicaciones causadas por los CB. en el paso de la presión en el suelo y permanecen sólo las variaciones de presión debidas a la advección pura y uniformidad de corriente.

Claro es que frentes fríos secos con poca nubosidad principalmente sólo se encuentran en regiones continentales, donde las masas de aire presentan poca humedad. El paso del frente es específico. Se puede aquí diferenciar un tipo estable, otro inestable y un tipo de transición. La cantidad de nubosidad permanece generalmente en 10/10, muchas veces con 5/10. En el tipo de transición domina solamente algún campo de nubes - estratiformes que poco a poco presentarán protuberancias, en el tipo estable aparecen nubes estratiformes, - con el tipo inestable sólo nubes de desarrollo vertical de las que durante el día algunas veces caen chubascos débiles. El último caso puede denominarse "frente inestable semi-seco".

Un frente frío seco de tipo inestable fué observado en el verano de 1944 en Gyula, en Hungría. Aire frío y cálido presentaban una diferencia de temperatura considerable. El frente venía del W donde producía todavía abundantes precipitaciones y turbonadas, pero siempre aparecía aire cálido más seco encima. La caída de temperatura en Gyula alcanzó 8°, a pesar de ello no pasó la nubosidad de 5/10 sin precipitaciones. Durante la disminución de temperatura, que fué seguida con un termómetro apropiado para este objeto y durante unos 15 mn. predominó una fuerte turbonada mientras que hubo calma antes y después.

3. Frente frío atenuado y reforzado

La energía para los fenómenos meteorológicos en el dominio de un frente frío activo, para el tipo estable puro y el tipo principal, procede de la distribución horizontal de masas de aire inestables, para el tipo inestable procede casi exclusivamente de la inestabilidad del aire cálido, si el aire cálido estuviera estratificado de tal manera que esta fuente de energía, en translaciones ulteriores del frente, continuara existiendo siempre, no se disolvería nunca. Pero situado un frente frío en una región donde la estratificación del aire cálido condiciona una disminución de la energía frontal disponible, se atenuará poco a poco el frente frío. Especialmente rápida puede ser la atenuación de un frente de tipo inestable, si el frente avanza durante la noche hacia una región que presenta también en días sucesivos aire cálido estable situado delante. El frente puede entonces desaparecer completamente del mapa de la mañana. Los fenómenos de un frente en vía de atenuarse se hacen cada vez más análogos a los de un frente seco.

Pero para el meteorólogo, en la práctica del servicio, son muy importantes los casos en los cuales se refuerza un frente frío. Cuando no se superponen a ninguna altura ascensos de presión si no que por el contrario aparece más bien una región de caída de presión; tendrá lugar un refuerzo cuando el avance de un frente frío origine acentuación del contraste de masas o inestabilidad fuerte en el aire cálido. Especialmente el tipo inestable presenta por la tarde, cuando el aire cálido es fuertemente inestable, un refuerzo por el cual no podrá llegar a ser suficientemente apreciable.

4.- Transición de los tipos

Así como en los ulteriores desplazamientos de un frente frío no permanecen constantes las relaciones térmicas del aire cálido situado delante, tampoco se conserva en un frente frío durante el avance un tipo característico. Todo tipo puede cambiarse en el vecino en un intervalo corto de tiempo. Cuando avanza un frente frío de tipo estable puro hacia aire cálido, el cual va calentándose poco a poco en las capas más bajas, entonces será lentamente inestable la estratificación en el dominio del frente frío y el frente evoluciona a un tal tipo principal transformándose en un tipo inestable puro, cuando avanza contra aire cálido inestable. Según la hipótesis dicha deberá producirse por lo tanto súbitamente un frente de subversión delante

la vaguada de presión debida a la corriente un frente de evolución, que es considerado como el frente frío nuevo. Así pues el frente "salta" una cierta fase. Las transformaciones inversas son también posibles.

Una transformación muy rápida de un frente frío se debe producir, según nuestras consideraciones, si por ejemplo se cambia por medio de la radiación e irradiación la estratificación del aire frío estable e inestable o inversamente. No es este el caso de la época fría del año, puesto que entonces el aire cálido - también durante el día está estratificado estable; en la época calurosa del año también es esto igualmente raro, porque el aire cálido, aun a menudo durante la noche, conserva su inestabilidad, así pues teóricamente debíamos tener las transformaciones condicionadas por medio de la influencia diurna y nocturna en los tipos de un frente frío casi exclusivamente en la época del año caliente, con excepción del intervalo más caliente. La observación comprueba esto. Se observa por ejemplo que la lluvia disminuye en la noche y la mañana - delante y detrás del frente, después de medio día sólo llueve detrás del frente.

Un buen ejemplo para este caso lo da Reidat (60). En el caso investigado se trata en realidad de una oclusión transformada en frente frío de acuerdo al capítulo 10. Pero esto no tiene ninguna influencia sobre la utilidad y bondad del ejemplo. Por la mañana predomina nubosidad cerrada prefrontal de 100 a 125 Km. de ancho, postfrontal de 100 Km. de ancho, por la tarde sólo nubosidad cerrada postfrontal. En un diagrama tiempo-altura representa Reidat el límite inferior de la nubosidad al paso de un frente por un cierto número de estaciones del NW de Alemania, en donde se elige como línea cero de la escala del tiempo el instante del paso del mínimo de presión. Las estaciones se dividen claramente en dos grupos separados sin transición: un grupo, en el que la nubosidad más baja queda delante y en el mínimo de presión; y otro grupo en que queda detrás del mismo. A las estaciones del primer grupo las atravesaba el frente antes de las 11 h., a las del segundo después de las 11 h., es decir, desde las 11 h. se encuentran los fenómenos meteorológicos principales súbitamente detrás de la vaguada de baja presión. Reidat escribe: "Una transición entre ambos tipos de nubosidad no se ha encontrado, la transición desde el tipo de deslizamiento ascendente a la irrupción debe ser muy rápida delante de él". De la determinación de la velocidad de traslación de la nubosidad frontal - en el lado ESTE, indica que la nubosidad avanza todo el día con velocidad constante, pero "el frente (la vaguada de baja presión) alcanza hacia las 11 h. 25 Km/h. Entre 11 y 14 h. serán unos 5 Km. más rápida, después de sobrepasar el máximo de temperatura de la tarde a 20 Km/h." "Así pues el frente ha empezado a las 11 h. una invasión de saltos hacia adelante."

El sondeo de Hamburgo en la madrugada da, con humedad alta, estratificación de humedad indiferente, así pues es todavía estable débil. Pero en el dominio del frente es inestable, puesto que el aire frío produce arriba 3-4- grados de enfriamiento. La radiación delante del frente produce una inestabilización del aire cálido, así que se forma súbitamente el frente de evolución delante de la vaguada de baja presión formada desde arriba, que presenta la apariencia como de un nuevo frente frío. Es interesante el hecho de que el frente se origina por la tarde, donde la inestabilidad del aire cálido va desapareciendo poco a poco nuevamente, marchando más lentamente que las 11 h., así que en la noche siguiente vuelve a coincidir con la vaguada de presión condicionada a la corriente. Así pues queda aquí un ejemplo de transición tipo principal - tipo inestable puro- tipo principal en menos de 24 horas. Tales transiciones son importantes por la invasión a saltos del frente máximo, escribe Reidat, que estos fenómenos imprevisibles introducen notables dificultades en la preparación del vuelo. Este ejemplo suministra una buena confirmación a muchas definiciones dadas para frentes fríos.

Es necesaria ahora una indicación. También a lo largo del frente frío aislado pueden aparecer distintos tipos, por ejemplo el frente en su parte norte puede pertenecer al tipo principal, en el sur al tipo inestable puro.

Pero no sólo se observan transiciones temporales y espaciales entre los tipos aislados del frente - frío activo, sino que algunas veces se trata de transiciones temporales y espaciales entre frío activo y - frente frío pasivo.

XII.- LOS FRENTES FRIOS PASIVOS.

Debido a la disminución del viento con la altura tenemos el caso presente, en donde el aire frío empuja por abajo en forma de cuña al aire cálido y lo eleva. Este proceso se describe al principio de la teoría Noruega como el caso de frente frío sin más ni más. En muchos libros de estudio está admitida esta representación del "frente frío". Mejor sería la expresión de "levantamiento del aire cálido" lo cual es ya completamente imposible por la subida gradual del límite superior del aire frío. Más tarde vino el rozamiento en el

suelo y se ponfa, al menos dentro del estrato de rozamiento en el suelo, la superficie frontal aproximadamente perpendicular, para explicar con ello el "levantamiento" del aire cálido, que deberfa dar lugar a la formación de chubascos. Naturalmente también en el desagüe anticiclónico del aire frío las capas inferiores eran frenadas debido al rozamiento en el suelo". "Una formación de chubascos en un frente frío pasivo es sólo - posible cuando el aire cálido esta estratificado inestable", en otro caso faltan completamente los desplazamientos verticales potentes. Debemos diferenciar en principio los frentes fríos pasivos según la estructura vertical del aire cálido.

Una segunda diferenciación resulta necesaria respecto a la extensión vertical del aire frío invasor. Especialmente para el tiempo anticiclónico del aire frío invasor alcanza frecuentemente sólo de 1000 a 2000 m. de altura; este frente frío representa según el sentido de la palabra el frente frío anticiclónico. Pero hay también - como ya hemos mencionado - invasiones de aire frío de gran altura en el dominio ciclónico, en el cual el viento con la altura gira hacia atrás tan fuerte, que el aire frío llega primero abajo. En este sentido se deberfa designar esta especie de frentes fríos como "frentes fríos pasivos ciclónicos".

Mientras que hasta ahora explicamos en el frente frío activo el paso de la presión por medio del efecto de corriente, deberfa conservarse, en el frente frío pasivo, la explicación advectiva para la curva del barografo (en el sentido del libro del Chomow. pág. 273) prescindiendo de algunas variaciones de presión brusca que parece como el resultado de una evolución inestable. Para el frente frío pasivo generalmente no se puede fijar el pase del frente frío en el suelo tan claramente como en el frente frío activo, esta última conclusión tiene su fundamento en la inclinación más pequeña de la superficie frontal.

1.- El frente frío pasivo estable (IIS)

En el tipo estable nunca se presentará estratificación inestable durante todo el paso del frente.--

a)- Aire frío de gran altura (IISh). Este tipo aparece muchas veces en las inmediaciones de un ciclón, en donde el viento gira fuertemente hacia la izquierda. La elevación pasiva del aire cálido conduce en este a la formación de nubosidad cerrada postfrontal. En caso de que el aire cálido presente gran humedad, puede producir lluvia continua abundante, que cesa sólo cuando ha alcanzado el aire frío en todas las alturas. Entonces tomo el cielo el aspecto correspondiente a la estructura vertical del aire frío. Es necesario ante todo un cierto levantamiento del aire cálido, para ocasionar condensación fuerte, así sigue al paso del frente, primero una zona libre de precipitaciones, antes de que se acerquen las zonas de precipitaciones.

La mecánica de este tipo de frente no puede presentar dificultades; la generalmente conocida evolución del tiempo es casi igual al de un frente cálido temporalmente opuesto.

b) Aire frío de poca altura (IISf!). Tampoco este caso de aire frío de poca altura se encuentra sólo en el tiempo anticiclónico. Puede presentarse aire frío continental de poca altura en el dominio de un ciclón en donde el aire más cálido colocado delante está cargado de humedad. En la evolución del tiempo este caso se extiende al descrito anteriormente. El aire cálido se eleva pasivamente, viene extendiéndose sobre el límite superior del aire frío formando nubes en el aire cálido y algunas veces también precipitaciones. Si bien el aire frío no tiene verticalmente tanto alcance como el caso IISh, pero tiene una diferencia de temperatura horizontal mayor que para el aire cálido. La distribución del viento está a menudo de tal manera en altura que sopla del aire cálido a la región cubierta por el aire frío, así que tiene lugar un "deslizamiento ascendente activo". El frente en este caso no va en ningún modo con la corriente de altura.

Tenemos un buen ejemplo en el frente frío del 23-10-46 que pasó sobre Alemania. Del ENE avanza hacia Alemania un aire frío continental de poca altura al borde de una alta sobre Escandinavia que tenía un espesor de unos 1,500 m. de altura. La corriente sobre Kissingen era NW de 20/30 Km/h. El tiempo evolucionó aquí - como sigue: Delante de la llegada del aire frío 10/10 As y bruma fuerte con estratificación inestable y situación meteorológica ciclónica. Con la llegada del aire frío se refuerza algo el pequeño ascenso de presión, la temperatura empieza a bajar, se forman debajo de los altoestratos, capas de St, entonces empieza la lluvia uniforme, que dura varias horas. Cuando habfa pasado el aire frío disminuyó la nubosidad rápidamente, por la tarde estaba despejado. El aire frío acusa un descenso de temperatura de unos 10° en la totalidad de los estratos desde el suelo hasta 1,500 m.

La disminución de la nubosidad en este caso, no obstante la inversión fuerte producida a 1500 m., era una consecuencia de la poca humedad en el aire frío. Algunas veces se puede observar, que en el límite superior, pero todavía dentro del aire frío, persiste largo tiempo una capa de St. cerrada.

El desagüe de aire frío de poca altura bajo situación meteorológica anticiclónica se manifiesta - tan fundamentalmente distinto al caso precisamente descrito que será tratado especialmente en 3.

2.- El frente frío pasivo inestable (IIL)

a) - Aire frío de gran alcance en altura (IILh). Se conoce poco sobre el frente frío anticiclónico inestable. Algunas veces se encuentran en la literatura incluso afirmaciones según las cuales casi no existe (por ejemplo Dinies (6)). Dinies escribe: "Pero la distribución de la velocidad actúa frente al frente frío ciclónico de tal manera que no tiene lugar estratificación inestable con sus fenómenos de evolución brotando violentamente". El da un ejemplo en el cual el aire frío de gran alcance en altura avanza contra aire cálido estratificado inestable (14-8-1935). Con ello cae en Berlín el 130% de la suma mensual de precipitaciones. Tormentas no aparecen, el texto dice terminantemente 10çLO Ns. desde 600 m. hasta 4.200 m. Dinies termina con esto que en el aire cálido inestable, con una masa de aire frío avanzando debajo se causa una estabilización y niega generalmente el tipo inestable de frente frío pasivo. Al ejemplo que Dinies introduce, hay que añadir lo siguiente: En nubosidad de Ns gruesos con lluvia apenas se distinguen brotes nubosos. Pero la fuerza de las precipitaciones en Berlín habla de procesos inestables, así pues con elevación estable lenta son posibles precipitaciones de esta magnitud sólo difícilmente. También el aumento de la fuerza del viento a fuerza tempestuosa habla en favor de evoluciones más inestables. Pero sin duda presenta como más inestable el frente más hacia el sur. Sobre Hungría domina al día siguiente a 5.000 m. apenas gradiente horizontal de presión, en el suelo aparecen turbonadas fuertes de NW con chubascos. A las 19 h. aparecen a lo largo de todo el frente las precipitaciones con carácter de chubasco. También el salto brusco de temperatura en el frente alude al carácter inestable del frente. Como ejemplo ulterior tenemos todavía el frente frío del 27-5-38 avanzando sobre el W de Alemania. La corriente de altura era aproximadamente paralela al frente, en el suelo había delante del frente del SE inmediatamente detrás del frente aparecía la tormenta con fuerte turbonada del NW. El aire cálido estaba estratificado adiabático sobresaturado por encima del nivel de condensación (Frankfurt am Main). Pero no se alcanzaba la altura de desencadenamiento. Del levantamiento hasta el nivel de condensación se ocupaba el aire frío que avanzaba por debajo. Este ejemplo es por lo tanto especialmente bueno porque el aire frío inmediatamente por encima de los 3000 m. era incluso más caliente que el aire cálido situado delante, así que estaba excluida totalmente una inestabilidad eventual en este caso. Además la inestabilidad por encima del nivel de condensación era ya más que suficiente. También el frente tormentoso del 13-7-41 puede ponerse como buen ejemplo. El frente estaba paralelo, sobre el SE de Alemania, a la corriente de altura del SW pero ulteriormente se desplazaba hacia el E. pasando a ser un frente pasivo en el cual se detenían las tormentas y turbonadas fuertes del W. La presión atmosférica, que empezaba a subir sobre el SW de Alemania hasta el momento de la turbonada, subía sobre el SE de Alemania primero una cierta cantidad, antes de que los fenómenos de turbonada se establecieran (44). Así pues era preciso primeramente un levantamiento del aire cálido, antes de que tuviera lugar la subversión. También el frente tormentoso del 2-8-48 que ya fué mencionado en la página 11, nos da un ejemplo ulterior para esta clase de frentes fríos pasivos. El frente frío del 17-5-48 procede de una oclusión y es un ejemplo de una evolución rápida de tipo estable a frente frío activo. A las 06 h., con aumento de viento con la altura y aire cálido estable, hay campo de nubes cerrado y precipitaciones delante del frente, al medio día a ambos lados, a las 18 h. completamente detrás del frente, que estaban entonces unidas con tormentas. Puesto que en la región donde estaba el frente de noche el viento en altura soplaban del S. paralelo al frente, se designa el frente ahora como pasivo. Tormentas prefrontales aisladas muestran que el aire cálido se estaba haciendo inestable por radiación. Estos y otros ejemplos permiten por tanto distinguir lo siguiente:

Con la inestabilidad fuerte en el aire cálido, la llegada del aire frío en el suelo puede ser ya el empuje para la subversión inestable. Se formará frecuentemente un frente tormentoso, en el que los fenómenos del tiempo no se diferencian en nada de los de un frente frío activo de tipo inestable puro; llegarán a presentarse turbonadas y en barógrafo la indicación típica de la evolución inestable. Pero deberá tener lugar primero una cierta inestabilización de levantamiento, a fin de que la subversión del aire cálido se prepare así se formará aumento de la nubosidad después del paso del frente, que se hace notar en el viento por un giro sin aumento notable de fuerza. La ordenación nubosa, que es análoga a la del tipo principal del frente activo, señala nubosidad estratiforme que presenta poco a poco brotes. Muy rápidamente viene entonces la nubosidad maciza de la evolución con turbonada, chubascos y tormenta y muchas veces subida de presión fuerte. Una diferenciación entre el aire frío atraído y el producido en el dominio frontal como en el caso activo no se puede hacer aquí puesto que los fenómenos frontales del aire frío advectivo no se adelantan.

b) Aire frío de poca altura (IILf). También aquí tienen lugar como en IISf solamente fenómenos meteorológicos importantes cuando se incluyen los procesos frontales en el tiempo ciclónico, donde el aire

cálido levantado posee bastante humedad. Si está también el aire frío proporcionalmente húmedo, tendrá en su límite superior una nubosidad más fuerte de S. o St y no puede ver el observador la forma de las nubes en el aire cálido. También los procesos inestables en altura pueden deducirse solamente de las oscilaciones fuertes de las precipitaciones, algo en el curso del barógrafo y en los casos extremos también de la turbonada, entonces con fuerte inestabilidad en altura puede suceder que los empujes de la turbonada logren tener efecto desde arriba a través del aire frío del suelo. A causa de la limitación local de los fenómenos de turbonada muchas veces no entrará generalmente el aire frío de poca altura en la circulación de evolución vertical, así que el aire frío y con él la nubosidad eventual en su límite superior, aún persiste frecuentemente después del paso del frente.

Un ejemplo para este caso lo suministran los fenómenos del tiempo del 11-12-3-47 en Bad Kissingen. Estaba fluyendo en ancha corriente del ENE sobre el norte de Alemania aire frío continental de poca altura. Con la corriente del altura del WNW venía sobre Alemania una región de baja presión no muy grande. El aire cálido en su lado sur estaba estratificado débilmente inestable. Por la tarde sería desalojado por aire frío de gran desarrollo, sobre Bad Kissingen, el cual estaba asimismo estratificado inestable, especialmente entre 3.000 y 4.000 m. Puesto que la región de baja presión no era amplia, disminuía claramente con la altura la componente del viento perpendicular al frente. En la parte posterior del aire frío se levantaba el aire cálido, produciendo por la tarde lluvia, la cual presentaba intensificación fuerte del carácter de chubasco y terminó por subversiones principalmente unidas a rachas hasta de 60 Km/h. Los fenómenos en este frente son un ejemplo para el caso descripto. Después de haberse puesto el aire frío de gran desarrollo, fluía de noche el aire frío de poca altura, el cual alcanzaba la altura de 1.500 m. y por debajo de esta altura el descenso de temperatura alcanzaba hasta 10° (ejemplo para el caso 11Sf1). La nubosidad la cual estaba cerrada desde el paso del frente anterior, continuaba cerrada, pero el límite inferior subía algo. Venía en altura una nueva evolución inestable, la cual se manifestaba en chubascos de nieve. Las rachas eran más débiles que en el frente anterior. En el dominio del aire frío de poca altura permanecía la nubosidad cerrada ulteriormente.

En el barograma coincidía el paso del primer frente (aire frío de gran desarrollo) con el mínimo de presión, las subversiones inestables no estaban registradas, nuevamente era un ejemplo para la independencia de la fuerza de la turbonada con relación a la variación de presión en el suelo. El paso del segundo frente (aire frío de poca altura) resultaba durante la subida uniforme de presión asimismo sin "nariz de turbonada".

También para el frente frío pasivo se ha dado un corte vertical para el tipo estable e inestable. (Fig. 7).

3.- Formas especiales.

El frente frío pasivo seco (Anticiclónico (11S))

Tienen lugar cuando se presentan irrupciones de aire frío de poca altura en situaciones meteorológicas marcadamente anticiclónicas -este caso es el más frecuente- se encuentra generalmente delante aire cálido, el cual no presenta gran riqueza de humedad. El levantamiento, por el aire frío que avanza por debajo, no es suficiente entonces para la condensación si contiene el aire frío suficiente humedad, entonces se forma en su interior y en el límite superior una capa de St. por encima queda sin nubes el aire cálido. Un ejemplo clásico para este caso es el descrito por Schneider-Carius (34) y aparece muchas veces en la bibliografía. También V. Ficker (61) describe un tal caso donde se forma una capa de St. en el interior del aire frío de poca altura.

Estando el aire frío muy seco, entonces puede estar completamente sin nubes el cambio de masas de aire. En las invasiones invernales de aire frío del NE se encuentra frecuentemente este caso. Un aumento de la velocidad del viento -más bien por la proximidad de masas de aire de distinta densidad- y el descenso de temperatura fuerte, son la característica de un tal "frente sin nubes".

= R E S U M E N =

XIII.- CLASIFICACION DE LOS FRENTES FRIOS MAS IMPORTANTES.

Sean ahora clasificados resumidamente los tipos más importantes de frentes fríos. En el siguiente cuadro sinóptico son indicados todos los fenómenos típicos más importantes y se indican en ellos las diferencias más importantes de los tipos aislados.- Todos los registros están dibujados como se deduce del término medio de todas las observaciones de cada uno de los tipos. En casos aislados naturalmente puede presentar -

desviaciones, las cuales pueden ser esenciales especialmente en el barógrama del tipo inestable. El grado de intensidad relativa de los fenómenos aislados están de tal manera representados que son comparables por término medio unos con otros; para este objeto fué tomada una dirección de movimiento única del frente de W-E y la misma hora del día para el paso del frente (para el momento del máximo de temperatura de la tarde) Así pues se puede ver por ejemplo, que por término medio la intensidad de la turbonada por la tarde es mayor en el tipo inestable puro del frente frío activo. La línea vertical delgada indica el momento del paso del frente.

Podemos ahora comprender íntegramente también retrocediendo, la serie continua de los efectos de los factores, clasificados detalladamente en la página 6-7, sobre el curso del tiempo en los frentes fríos. La importancia dominante de la distribución vertical de la temperatura y humedad está ahora claramente explicada. En el frente frío pasivo determina ella exclusivamente el tipo de frente, en los activos mejor (unido con el gradiente horizontal de densidad de ambas masas de aire). Con aire cálido inestable fuerte, no tiene influencia incluso la distribución del viento en la vertical. Esto determina nuevamente, si da lugar, con un aire cálido no inestable, a un frente activo o pasivo. El gradiente de temperatura horizontal entre las dos masas de aire produce por lo general una vaguada de baja presión más intensa, por lo tanto movimientos verticales potentes, pero su magnitud no tiene importancia puesto que ella misma solamente puede producir una traslación temporal de la subversión inestable, pero no una variación esencial de la intensidad. La estratificación vertical del aire frío es asimismo sin importancia para el aire cálido inestable, en este caso tiene más importancia las relaciones orográficas. En el tipo principal activo son los fenómenos del tiempo en el dominio frontal ampliamente independientes de la estratificación en el aire frío, sin embargo, inmediatamente después del paso del frente se hace perceptible - también en el tipo estable puro - la estratificación del aire frío.

Los efectos de la forma del terreno no concuerdan tanto como parece a primera vista. Con frente frío estable son los fenómenos frontales en las montañas muchas veces esencialmente más débiles que en las llanuras (véase pag. 157). Las investigaciones de Schirmer (62) demuestran asimismo la independencia entre las cantidades de precipitaciones más intensas y aquellas precipitaciones más débiles, las cuales se establecían sobre cientos de kilómetros, independientemente de las montañas y hondonadas. Probablemente se trata aquí de frentes fríos inestables fuertes -- el efecto aparece ya solo en un tercio de los frentes fríos investigados --. Las bandas paralelas frontales seguramente se pueden poner en relación con las muchas veces descritas transformaciones a saltos de un frente frío (pág. 22-23); las perpendiculares al frente pueden explicarse seguramente de la siguiente manera: cuando el frente en lugares apropiados del frente frío transformaciones especialmente potentes, -- las relaciones de inestabilidad en el dominio del frente a lo largo de toda la línea frontal no son ya iguales -- estará en este lugar especialmente frío y produciéndose aire frío intensamente en el Cb. Con traslaciones ulteriores del frente traerá este aire frío fuertemente activo una subversión más potente que el aire frío activo más débil a ambos lados, así que se desplaza una tal zona estrecha de evoluciones más fuertes con el frente.

Finalmente se explican ahora sin duda alguna los efectos atenuantes de las presiones altas o regiones de presión ascendentes: los movimientos descendentes existentes con presión alta relaciona en gran parte los fenómenos de elevación prefrontales, que valen especialmente para frentes fríos estables; en frentes fríos inestables actúa en primer lugar por disminución de la inestabilidad del aire cálido situado delante.

XIV.- SIMBOLOS DE LOS TIPOS DE FRENTE FRIO.

Anteriormente fueron provistos los tipos aislados de frentes fríos con ciertos símbolos. Ya fué aquí demostrado, que la introducción de símbolos breves significaba una gran facilidad y simplificación de las expresiones lingüísticas. Sin embargo no solo es tal abreviatura una gran ventaja en los trabajos científicos. En la composición y registro completo de los frentes, para lo cual la formación de un catálogo de frentes, el cual gana una importancia cada vez mayor para las investigaciones bioclimatológicas y que debería llegar a ser manejado en cualquier estación meteorológica grande, es de gran valor un símbolo claro.

Por ello se propondrá aquí el método de designación llevado a cabo en este trabajo.

El grupo principal de frentes fríos activos sea designados con "I", el tipo principal de frente frío pasivo con "II". Los dos signos esenciales, para la estratificación en el dominio frontal, estarán expresados por uno de los números romanos seguido de mayúsculas: S para el estable, L para el inestable y H -

para el tipo principal del frente frío activo. Datos completos los cuales se refieren al aire cálido estarán colocados delante de los números romanos, todo lo referente al aire frío detrás de las letras mayúsculas. Puesto que los datos últimos son de significación secundaria no serán representados por letra alguna. Como dato el cual atañe al aire cálido, viene el tipo de estrato fundamental según Schneider-Carius (tipo A hasta f, aquí a hasta f). Las características del aire frío son de importancia esencial sólo en el frente frío pasivo; en ellos significa h gran desarrollo, fl aire frío de poca altura. En la mayoría de los casos será bastante con los números romanos y letras mayúsculas, con lo cual se comprende uno de los tres frentes fríos tipos activos y dos del pasivo. Si se trata de un frente frío seco entonces estarán los símbolos encerrados en un paréntesis. Otras formas especiales de frentes fríos serán designadas por letras minúsculas altas, detrás de los símbolos. Las letras minúsculas altas, no se refieren al aire frío. El frente frío en altura estará designado por h^h el frente de evolución de masas de aire propias (activo) con fil^l . Es una señal tan frecuentemente marcada que será indicada para los fenómenos meteorológicos frontales, entonces estará subrayada. Las letras minúsculas propuestas para la designación del estrato inferior en el aire frío no da lugar a equivocación con h (=gran desarrollo) puesto que la designación de los estratos inferiores sólo comprende las letras a hasta f.

Así pues significas:

IS: Frente frío estable activo.

- cIS Frente frío activo estable puro con tipo normal de estrato fundamental en el aire cálido.
- aIS Frente frío activo estable puro con tipo de inversión del estrato fundamental en el aire cálido.
- bIS Frente frío enmascarado estable.
- bIS Paso del frente frío estable puro que se efectúa por encima de una fuerte capa de aire frío en el suelo.

IH: Tipo principal de frente frío activo.

- cIH Tipo principal de frente frío activo con tipo normal del estrato fundamental en el aire cálido.
- aIH Tipo principal de frente activo con tipo de inversión del estrato fundamental en el aire cálido.
- bIH Frente frío enmascarado inestable.
- bIH Paso de un frente frío del tipo principal por encima de una fuerte capa de aire frío en el suelo.

IL: Frente frío activo inestable purp.

- dIL Frente frío inestable puro con tipo de convección del estrato fundamental en el aire cálido.
- eIL Frente frío activo inestable puro con tipo de turbonada del estrato fundamental en el aire cálido.
- fil Frente frío activo inestable puro con tipo de desencadenamiento en el estrato fundamental en el aire cálido.

IIS: Frente frío pasivo estable

- IISh Frente pasivo estable con invasión de aire frío de gran desarrollo.
- IISfl Frente frío estable con invasión de aire frío de poca desarrollo.

IIL: Frente frío pasivo inestable.

- IILh Frente frío pasivo inestable con invasión de aire frío de gran desarrollo.
- IILfl Frente frío pasivo inestable con invasión de aire frío de poca desarrollo

Formas especiales:

- h^h Frente frío en la altura.
- $ch(alh; b^h)$ Frente frío en la altura con tipo normal (tipo de inversión. Tipo de niebla alta) del estrato fundamental en el aire cálido prefrontal.
- ch Lo mismo; tipo normal del estrato fundamental permanece mientras se mantiene el paso del frente.
- fil^l Frentes de evolución en masas de aire unitarias.
- (IISfl) Frente frío pasivo seco (anticiclónico) con invasión de aire frío de poca altura.

Con estos símbolos se pueden representar características ulteriores. Por fil se puede expresar, - por ejemplo, que la inestabilidad del aire cálido era tan fuerte que ya delante del frente presentaba tormentas extensas. eIL^l indica que un frente frío en evolución de masas de aire singulares se encontraba de dilatándose al anochecer, donde la inestabilidad total de la columna de aire cálido disminuía nuevamente. Por medio de la utilización de una designación del estrato fundamental distinta de f delante del símbolo -

III -a medida que presenta cualquier estrato fundamental- se puede expresar que se trata de un frente frío pasivo inestable, para lo cual es necesario al principio una elevación del aire cálido para la subversión inestable, con lo cual los fenómenos meteorológicos principales empiezan un cierto espacio detrás del frente mientras F11s indica el frente frío pasivo inestable para originar tormentas, turbonadas y precipitaciones incluso al paso del frente. También se emplea bastante para indicar el tipo de estrato fundamental en el - aire frío invasor del frente frío activo, se pueden añadir sin más los símbolos correspondientes. I1c indica, que el aire frío invasor detrás del frente frío del tipo principal está hundiéndose de tal manera que el perfeccionamiento intenso del tipo normal del estrato fundamental hace imposible una formación de chubascos postfrontales.

En este método es posible representar la evolución del tiempo al paso del frente frío con 2-4- letras.

= A P E N D I C E =

Mientras tanto, fueron investigados estadísticamente los frentes fríos aquí propuestos juntos con/ los frentes cálidos estables e inestables, desde el punto de vista de las relaciones del coeficiente de intercambio vertical a 35 m. de altura y la marcha del ozono próximo al suelo y en el dominio frontal (véase H Faust, 1.952, 1951). Como resultado más importante de esta investigación resulta, que se diferencian más con respecto a estas dos magnitudes los tipos de frentes aislados y los dos tipos de frentes cálidos uno - del otro que la totalidad de los frentes fríos de los cálidos. Correspondiendo a lo esperado se obtienen + los valores más altos para frentes fríos y cálidos inestables, así pues parece indispensable, el que se indique en todos los casos el subtipo de un frente, en aquellos que la idea de intercambio vertical y contenido en ozono entre en consideración y no se reduzca a la indicación de frente frío o frente cálido. Por otra parte proporciona la investigación citada una confirmación de los tipos de frentes fríos aquí propuestos.

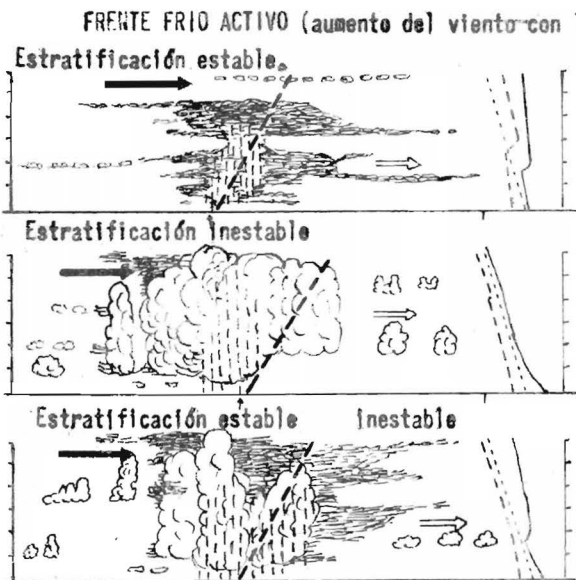


Fig. 6. Corte de un frente frío activo, a la derecha curvas del estado del aire cálido y frío sin perturbar. A puntos de la adiabática húmeda.

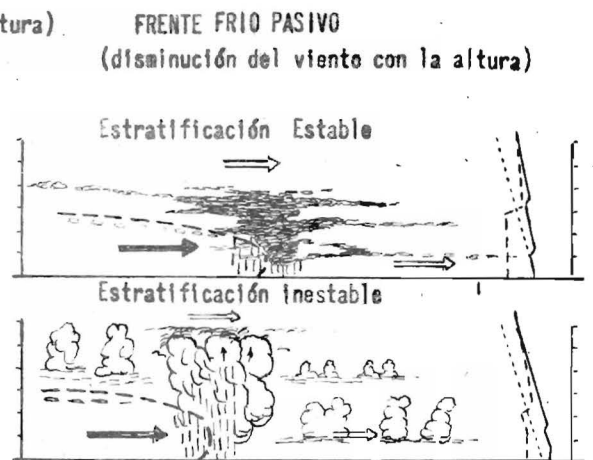


Fig. 7. Corte a trazos de un frente frío pasivo a la derecha curvas del estado del aire cálido y frío sin perturbar. A puntos de la adiabática húmeda.

FRENTE FRIO ACTIVO			
Tipo Frente	Estable puro	Tipo Principal	Inestable puro
Aire caliente	Estable	Estable débil	Inestable
Zona Frontal	Estable	Estable inestable	Inestable
BAROGRAMA			
TIEMPO			
TERMOGRAMA			
FRENTE FRIO PASIVO			
Tipo Frente	Tipo Estable	Tipo Inestable	
Aire Caliente	Estable	Indiferente a inestable débil	
Zona Frontal	Estable	Inestabilidad creciente	
BAROGRAMA			
TIEMPO			
TERMOGRAMA			

Fig. 8. Resumen de cinco tipos principales de frente frío.

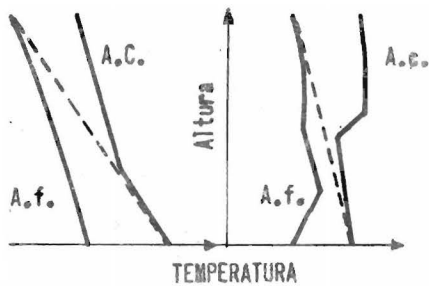


Fig. 1^a. Estratificación vertical en el aire caliente y frío en la región frontal

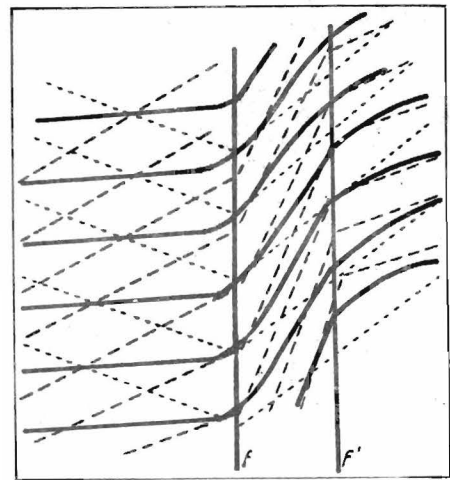


Fig. 2. Distribución de la presión en el suelo ----- Topografía relativa ----- Topografía absoluta ———

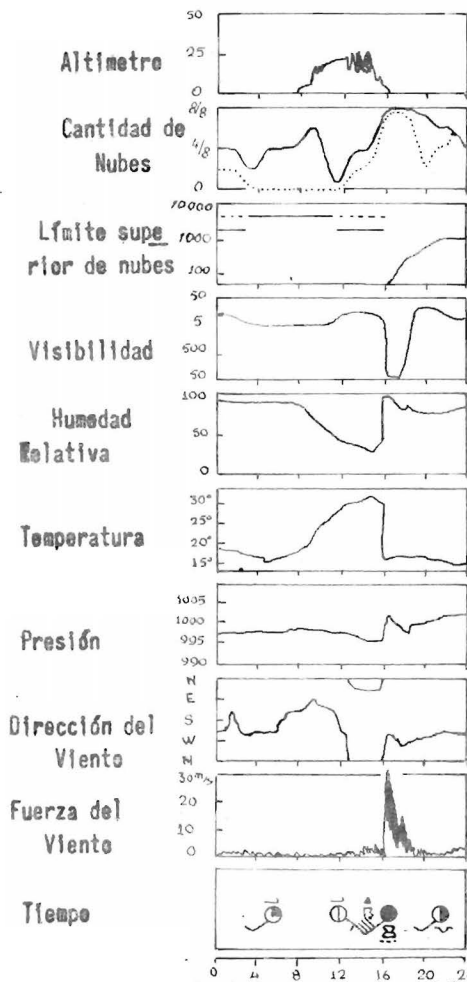


Fig. 3. Curso de los elementos meteorológicos al paso del frente de 13-7-41 en Frankfurt a. M.

Estratificación aire frío y caliente		\\	\\	\\	\\
Barograma		6	12	5	13
		20	6	25	9
Cociente	(:)	0,3	2,0	0,2	1,8

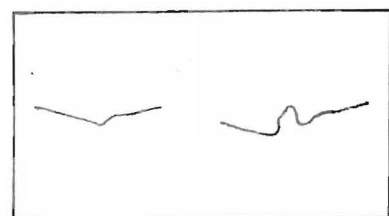


Fig. 4. Formas del barograma en el frente frío activo inestable puro

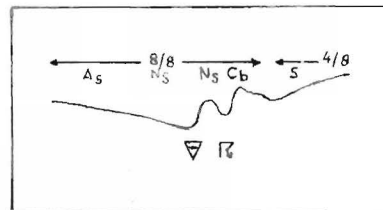


Fig. 5. Frente frío activo de tipo principal con dos observaciones