

CAPITULO 10. FRENTE.

Los conceptos de masas de aire y frentes fueron agregados a la literatura meteorológica y a la práctica de la predicción del tiempo alrededor de 1920, por el grupo de meteorólogos en Noruega de la escuela de Bergen. Desde entonces, estos conceptos han encontrado amplia aceptación y ahora figuran entre los pilares principales sobre los que se basa el análisis del tiempo diario. Si se dibujaran los mapas de tiempo en escala 1:1, se encontraría que los frentes, son franjas relativamente angostas de transición entre dos masas de aire diferentes. En los análisis normales, es común usar mapas cuya escala es del orden de 1:10.000.000, de modo que en tales mapas un frente típico se representa por una línea al cruzar la cual varían de manera discontinua la temperatura, el viento y otras variables del tiempo. En este capítulo se desarrolla una descripción cualitativa de los frentes.

10.1 FRENTE.

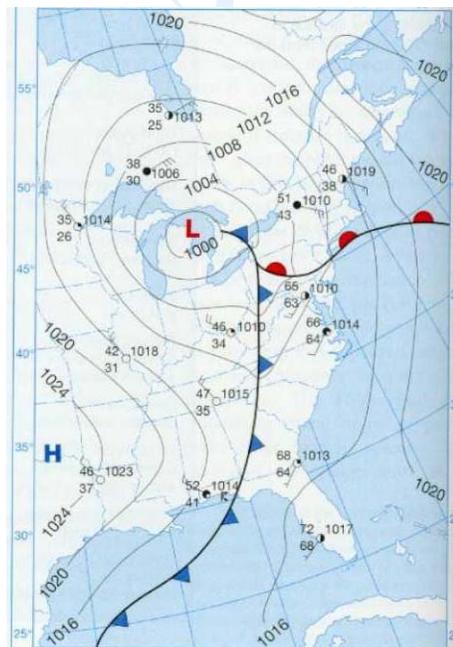
Se llama *frente* a la zona de transición entre dos masas de aire de distintas características físicas: presión, humedad, densidad, temperatura, viento y energía potencial, es decir, es una superficie de discontinuidad en las propiedades del aire, puesto que separa dos masas de aire de distinta naturaleza, donde tienen lugar los fenómenos más importantes del tiempo. Una masa de aire es generalmente más cálida y contiene más humedad que la otra. En todos los frentes las masas de aire cálidas toman un movimiento a lo largo de la superficie frontal y originan fenómenos variados de nubosidad y con frecuencia lluvias.

Considerando los enormes tamaños de las masas de aire, la discontinuidad entre ellas son relativamente angostas, entre 20 a 50 km de ancho. Es a lo largo de estas zonas donde la energía potencial se transforma en energía cinética generando grandes tempestades viajeras llamadas *ciclones frontales*. Para la escala de los mapas de tiempo, normalmente son lo

suficientemente delgados, por lo que se representan en superficie por una línea gruesa, como se observa en la figura 10.1; donde las líneas delgadas son las isobaras, las letras A y B indican centros de altas y bajas presiones respectivamente y los números sobre las isobaras son los valores de la presión atmosférica, en hPa.

Un frente se caracteriza por (a) un cambio rápido en la dirección del viento, que se ve a lo largo del frente y un típico doblez en las isobaras, cuyo vértice apunta en sentido desde las bajas a las altas presiones (figura 10.1). (b) A menudo, aunque no siempre, un frente está asociado a nubosidad extensa, que produce la precipitación, principalmente en el lado frío del frente. (c) En casos extremos, la temperatura cerca del suelo puede estar influida fuertemente por condiciones locales, esto puede confundir los contrastes existentes a través de capas profundas de aire.

Figura 10.1 Sistema frontal en superficie.



Un frente, además de ser una zona de rápida transición de temperatura, también lo es de rápido cambio de la presión y el viento. Como el aire frío es más denso, aquí el peso de la columna de aire es mayor que en el aire caliente. Este exceso de presión de la cuña fría bajo el frente es la causa de que las isobaras se doblen, apuntado hacia las altas presiones en superficie. Si un observador se coloca con el viento a su espalda en el sentido de avance del frente, el viento se desviará a su derecha en el hemisferio sur cuando pase el frente. Normalmente la velocidad del viento cambiará cuando el frente pase, aumentando o disminuyendo, según la separación de las isobaras.

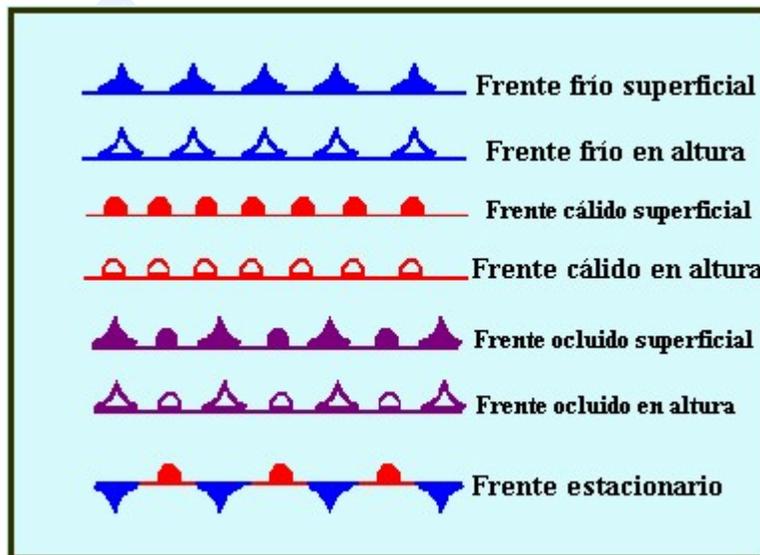
La discontinuidad frontal se comporta como una superficie que se inclina con la altura. Sobre el suelo, la pendiente de la superficie frontal tiene un ángulo pequeño tal que por la pendiente el aire cálido se superpone al aire frío. En un caso ideal, las masas de aire de ambos lados del frente deberían moverse en la misma dirección y con la misma rapidez. En esas condiciones, el frente debería actuar simplemente como una barrera que viaja junto con las masas de aire, y ninguna masa podría romper la barrera. Sin embargo, generalmente la distribución de presión a través del frente es tal que una masa de aire se mueve más rápido que la otra. Así una masa de aire avanza activamente sobre la otra y “choca” con esta. De ahí el nombre de *frente* por similitud con los frentes de batalla de la I Guerra Mundial.

Cuando una masa de aire se mueve sobre otra, se produce alguna mezcla en la superficie frontal, pero por la mayor parte, la masa de aire mantiene su identidad. Independiente de cual es la masa de aire que avanza, es siempre el aire más cálido y menos denso el que es forzado a ascender, mientras que el aire más frío y más denso actúa como una cuña sobre la cual se produce el ascenso del aire cálido. Generalmente se usa el término *invadir* para referirse al aire cálido que se desliza hacia arriba sobre una masa de aire frío.

Los frentes se clasifican según su movimiento respecto a las masas de aire frío y caliente. Se distinguen cuatro tipos de frentes: *cálido*, *frío*, *es-*

tacionario y ocluido. Se representan gráficamente en los mapas, con triángulos y/o semicírculos, dirigidos hacia donde avanza el frente, se usa una línea azul para frente frío, roja para frente cálido, azul y roja para estacionario o violeta para frente ocluido, con los símbolos que se indican en la figura 10.2.

Figura 10.2 Simbología de los frentes.

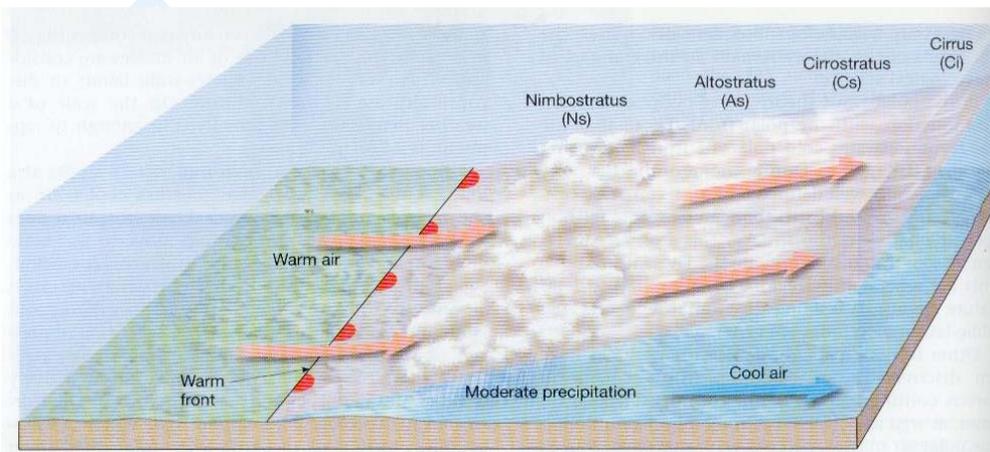


10.1.1 Frente cálido.

Cuando la posición en superficie de un frente se mueve de tal forma que el aire cálido ocupa un territorio anteriormente cubierto por aire frío, se produce el **frente cálido** (figura 10.3). En un mapa de tiempo, la posición en superficie de un frente cálido se muestra con una línea con semicírculos rojos que se extienden hacia el aire frío. A medida que el aire cálido avanza, el aire frío más pesado y más lento que retrocede es frenado aún más por la fricción en superficie, haciendo más lento el avance del frente en superficie comparado con su movimiento en niveles más altos, lo que

hace que el límite de separación de las dos masas de aire adquiera una pendiente muy gradual. La pendiente del frente cálido promedio es sólo de 1:200. Esto significa que si usted se encuentra a 200 km adelante de la ubicación del frente cálido en superficie, la superficie frontal debería estar 1 km por encima de su cabeza.

Figura 10.3 Frente cálido.



Cuando el aire cálido asciende al retirarse la cuña de aire frío, se expande y enfría adiabáticamente, haciendo que la humedad se condense en nubes y comience la precipitación. La estabilidad o inestabilidad de la masa de aire cálido puede modificar los tipos y abundancia de las nubes, pero la secuencia de nubes que se esquematiza en la figura 10.3, típicamente precede a un frente cálido. La primera señal de aproximación de un frente cálido son las nubes cirrus, esas nubes se forman donde la invasión del aire cálido ha ascendido tan alto llegando hasta el borde del aire frío, unos 1000 km o más adelante del frente en superficie. Con esto se inicia el descenso de la presión debido al aire cálido que asciende. Cuando el frente avanza, aparecen los estratos con tres familias consecutivas: Primero cirrostratos, aquí la presión continua bajando, pues se espesa la capa de aire cálido que es más ligero. Luego los cirrostratos bajan y se

transforman en altostratos, que pueden producir alguna llovizna, la presión continua bajando y el viento aumenta significativamente su velocidad. Después unos 300 km adelante del frente, aparecen nubes stratus y gruesas capas de nimbostratus, que se ubican sobre el mismo frente donde comienza una lluvia más insistente, la presión sigue bajando y el viento puede alcanzar sus mayores intensidades.

Tras el paso del frente cálido, llega la masa de aire cálido la cual empuja la masa de aire frío, aquí la presión alcanza su valor más bajo y se estabiliza. Estas últimas capas más bajas, de tipo nimbostratos, pueden formar masas densas de estratos y cúmulos, que oculten el cielo y cubran al menos parcialmente las nubes más altas, que suelen venir con nieblas que son mas densas mientras mas fría se encuentre la masa de aire de abajo. No obstante, cuando el aire caliente no es estable, pueden no existir los estratos, pero sí los cúmulonimbos, formándose en cambio estratos en la masa de aire frío cuando ésta es estable. Los caracteres de la lluvia varían también con la estabilidad, iniciándose bruscamente en el aire caliente inestable, con fuertes chubascos y tormentas; mientras que si el aire caliente es estable, la lluvia se inicia suave y lentamente sin alteraciones violentas. Los frentes cálidos corresponden a todos los ciclones de tipo extratropical, llamados depresionarios o sistemas nubosos depresionarios, que se trasladan lentamente dando lugar a precipitaciones de largo período, conocidas como lluvias ciclónicas.

Debido a que su rapidez de avance es muy baja ya que su pendiente varía muy poco, los frentes cálidos generalmente producen precipitación ligera a moderada sobre un área grande y por un largo período. Los frentes cálidos, sin embargo, están ocasionalmente asociados con cumulonimbus y tormentas. Esto ocurre cuando la invasión de aire es inestable y las temperaturas en lados opuestos del frente contrastan fuertemente. Cuando existen tales condiciones los cirrus son generalmente seguidos por cirrus-cúmulos. También se puede producir extremo opuesto, esto es que un frente cálido asociado con una masa de aire seco puede pasar inadvertido en la superficie.

La precipitación asociada a un frente cálido (figura 10.3) se produce adelante del frente en superficie. Parte de la lluvia que cae a través del aire frío de abajo se evapora. Como resultado, el aire directamente debajo de la nube a menudo se satura y se desarrolla una cubierta de nubes stratus. Esas nubes generalmente crecen rápidamente hacia abajo, formando la niebla frontal.

Cuando el frente cálido pasa, la temperatura gradualmente se eleva, y se nota un cambio en la dirección del viento. La humedad y la estabilidad de la masa de aire invasora determina el período de tiempo que se requiere para volver a tener cielos claros. En el aire inestable que sigue al frente, se forman algunos cúmulos, que pueden producir precipitación, pero generalmente en áreas pequeñas y de corta duración, son los chaparrones postfrontales, esta inestabilidad puede mantenerse todo un día.

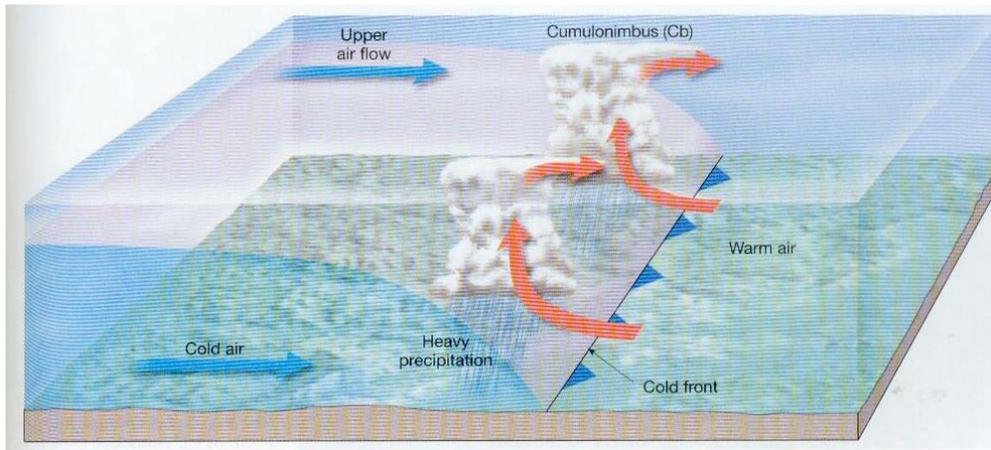
10.1.2 Frente frío.

Cuando el aire frío avanza hacia adentro de una región ocupada por aire cálido, la zona de discontinuidad se llama ***frente frío*** (figura 10.4). Igual que en el frente cálido, la fricción retarda el avance de la posición en superficie de un frente frío en comparación con su posición más arriba, así el frente frío se inclina cuando se mueve. En promedio, los frentes fríos tienen una inclinación el doble de los cálidos, es decir una pendiente del orden de 1:100. La rapidez promedio de un frente frío es alrededor de 35 km/h en comparación con los 25 km/h de un frente cálido. Esas dos diferencias, inclinación de la pendiente frontal y rapidez de su movimiento, tiene un gran efecto en la naturaleza más violenta del tiempo de un frente frío comparada con el tiempo que normalmente acompaña a un frente cálido. En los mapas de tiempo se simboliza con una línea con triángulos azules que apuntan hacia el aire cálido.

El vigoroso ascenso del aire en un frente frío es tan rápido que la liberación del calor latente aumenta el empuje del aire apreciablemente. Esto produce fuertes chaparrones y violentas ráfagas de vientos asociados con

cumulonimbus maduros. Debido a que el frente frío produce aproximadamente la misma cantidad de ascenso que un frente cálido, pero en una distancia más corta, las intensas precipitaciones son mayores, pero de más corta duración.

Figura 10.4 Frente frío.



La llegada de un frente frío marca un sensible cambio de las condiciones atmosféricas. Cerca del frente, una oscura banda de nubes amenazadoras predicen el tiempo que se avecina. Su franja de nubes es más estrecha, ya que el aire frío de la cuña se calienta adiabáticamente y disminuye su humedad relativa; por lo que suele tardar poco en llegar desde que se observan las primeras nubes, ya que el aire cálido asciende con mayor velocidad sobre el frente y se enfría adiabáticamente más rápido, lo que provoca la formación de nubes favorables a la lluvia. Al ser el ascenso del aire prácticamente vertical, la condensación se produce en forma de cumulonimbus, que son de gran altura; se configuran en forma de potentes torres que se ensanchan notablemente con la altura. Se originan chubascos intensos siendo frecuentes las granizadas y tormentas si es que el desarrollo vertical es alto y brusco. Si por el contrario el aire ascendente es estable, los contornos de las nubes son más suaves (como nimbostratos) y

las precipitaciones más continuas. Al paso de este frente el viento alcanza su mayor fuerza. A la llegada del frente la presión sube porque empieza a haber aire frío más pesado en altitud; y a medida que el aire va entrando aumenta la presión y el viento va disminuyendo, la lluvia cesa y aparecen los cúmulos (figura 10.4).

El tiempo detrás del frente frío está dominado por subsidencia anticiclónica y masas de aire relativamente frío, dando paso a cielos claros muy pronto después que ha pasado el frente. Aunque la compresión del aire por subsidencia produce algún calentamiento, su efecto en la temperatura de superficie es mínimo. En invierno, los cielos despejados que siguen al pasaje de un frente frío, además reducen la temperatura en superficie por el alto enfriamiento radiativo que se produce durante la noche. Si la masa de aire polar continental o marítimo que generalmente acompaña a un frente frío, se mueve hacia una zona relativamente cálida y húmeda, el calentamiento del aire desde la superficie puede producir convección superficial. Esto a su vez produce detrás del frente cúmulos bajos o estratocúmulos. Normalmente estos frentes duran poco tiempo, se presentan con aspecto nuboso y amenazador, al que siguen fuertes vientos y abundantes precipitaciones. Este tipo de frente corresponde a los ciclones o tormentas típicas del verano.

10.1.3 Frente estacionario.

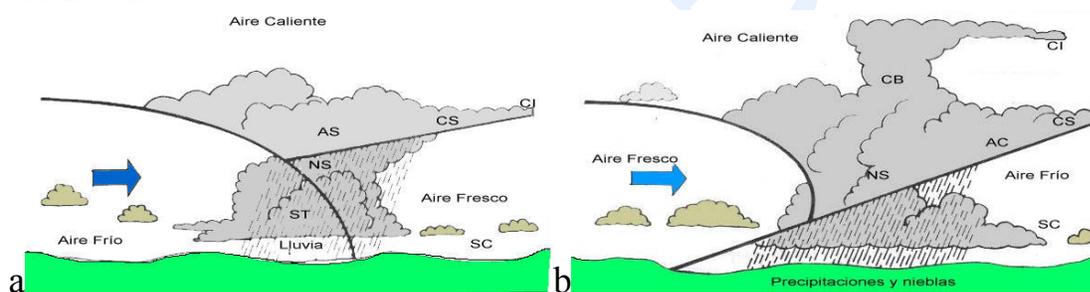
Ocasionalmente, el flujo de aire a ambos lados de un frente no es ni hacia la masa de aire frío ni hacia la de aire cálido, sino que paralelo a la línea del frente, así la posición en superficie del frente no se mueve y se llama frente estacionario. En una carta sinóptica, estos frentes se muestran con una línea con triángulos azules apuntando hacia el lado cálido alternados con semicírculos rojos en el lado frío. Sus características atmosféricas serán similares a las del frente que lo originó, aunque es más probable la ocurrencia de precipitación suave a moderada, salvo que persistirán en la región que ocupan, ya que el frente no se traslada. Si se mueve muy poco, se llama *frente semiestacionario*.

10.1.4 Frente ocluido.

Cuando un frente frío activo alcanza a un frente cálido, se forma un frente ocluido. Cuando el avance de la cuña de aire frío empuja hacia arriba al aire cálido, se forma un nuevo frente entre el aire frío que avanza y el aire sobre el cual el frente cálido se desliza. El tiempo de un frente ocluido es generalmente complejo. La mayor precipitación esta asociada con el aire cálido que ha sido forzado a ascender. Sin embargo cuando las condiciones son apropiadas, el frente recién formado, puede iniciar su propia precipitación.

Existen los tipos de frentes ocluidos fríos y cálidos. Si el aire más frío de un frente frío que avanza se encuentra con el aire menos frío de un frente cálido y se adelanta, ascendiendo el aire menos frío sobre el aire más frío, se tiene un frente ocluido frío (figura 10.5 a). También es posible que el aire detrás del avance de un frente frío, sea más templado que el aire frío que es adelantado, se forma un frente ocluido cálido (figura 10.5b).

Figura 10.5 Frente ocluido a) frío, b) cálido.

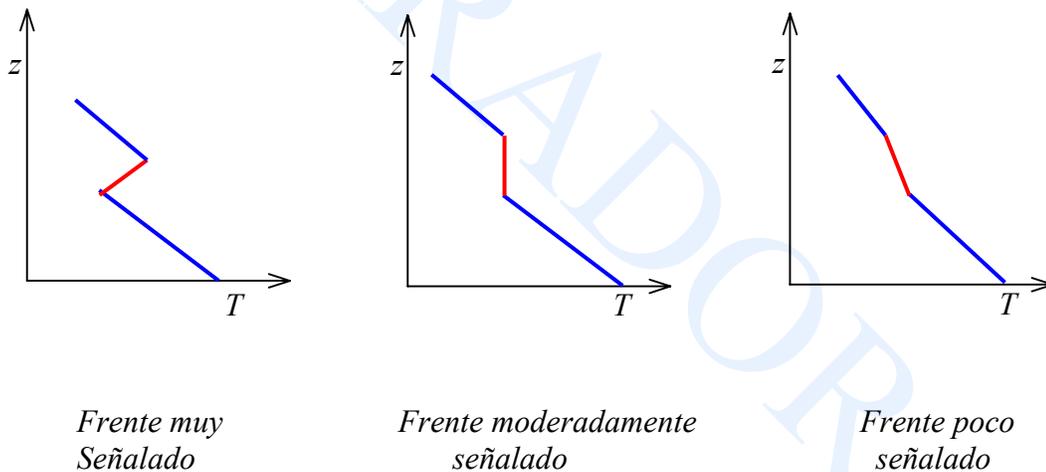


10.1.5 Estructura térmica vertical de los frentes.

Al ascender por la vertical z encontramos que los frentes poseen características propias en cuanto a la variación vertical de temperatura T , como

se muestra en el esquema de la figura 10.6. Si el frente se encuentra fuertemente señalado, la temperatura aumentará a través de la capa frontal, en el caso de que se encuentre moderadamente señalado la temperatura se mantendrá mas o menos constante y si el frente estuviese débilmente señalado la temperatura descendería. Lo importante es que el gradiente de temperatura, sea menor dentro de la capa frontal. La movilidad del aire, según la vertical, y los intercambios de calor y humedad aumentan rápidamente con el gradiente de temperatura. Como consecuencia tenemos que los frentes se comportan como una barrera contra tales intercambios, es por eso que el calor y la humedad que hay abajo de la superficie frontal se distribuyen dentro de la cuña fría y en muy poca medida atravesaran la superficie frontal, lo mismo para la masa de aire cálida. Cuanto más fuertemente señalado este el frente, más eficaz será como barrera.

Figura 10.6. Variación vertical de temperatura en un frente.



10.2 FORMACIÓN DE FRENTES O FRONTOGÉNESIS.

Para estudiar la formación de los frentes, debemos referirnos al viento, puesto que nos señala el transporte, la acumulación o la divergencia de las masas de aire, así como la uniformidad, aproximación o separación de

las isotermas e isobaras en las cartas de tiempo. Los vientos que, por ser iguales y paralelos en algunas regiones, indican traslación de la masa de aire, no alteran la disposición de las isotermas, por lo tanto, no crean ni destruyen frentes. Lo mismo ocurre con los movimientos de rotación de ciclones y anticiclones. La proximidad o lejanía, es lo que modifica la distancia entre isotermas, creando o destruyendo discontinuidades. Si los vientos son convergentes o divergentes, hacia un punto, se producirá ahí el aumento o disminución de la temperatura de la masa de aire, no se creará línea de discontinuidad pero si existirá una deformación en las isotermas lo cual creará, reforzará, debilitará o anulará un frente.

En el estudio de los frentes se debe incluir su formación, que se llama *frontogénesis*, su evolución y su disolución, llamada *frontólisis*. Para tener una visión de los procesos que conducen a la formación de frentes, supongamos una masa de aire que ocupa una cierta posición. Esta masa de aire se puede mover de un lugar a otro y obtener nueva forma y orientación en su última posición, por medio de cuatro movimientos diferentes. Se puede mover sin que gire ni altere su forma ni volumen, este movimiento se llama *traslación*. Puede cambiar su orientación, girando alrededor de un eje, movimiento que se llama *rotación*. Puede aumentar o disminuir su volumen, proceso que se llama expansión o *divergencia*. Puede alterar su forma, lo que se llama *deformación*. Estos movimientos se describen a continuación, las figuras se refieren al hemisferio sur.

Traslación: Este movimiento no puede cambiar la distancia entre las isotermas, pues todas se moverán con la misma velocidad y dirección, por lo tanto no crea ni destruye los frentes (figura 10.7a).

Rotación: Al igual que la traslación, no altera el espacio entre las isotermas porque todas giran con la misma rapidez de rotación. Las rotaciones corresponden al viento gradiente alrededor de centros de alta y baja presión (figura 10.7b).

Convergencia y divergencia: Tanto la convergencia como la divergencia en la atmósfera son de pequeña magnitud en comparación con los ante-

riores, por lo que se pueden despreciar (figura 10.8a convergencia, figura 10.8b divergencia).

Figura 10.7 Traslación (a, izquierda) y rotación (b, derecha).

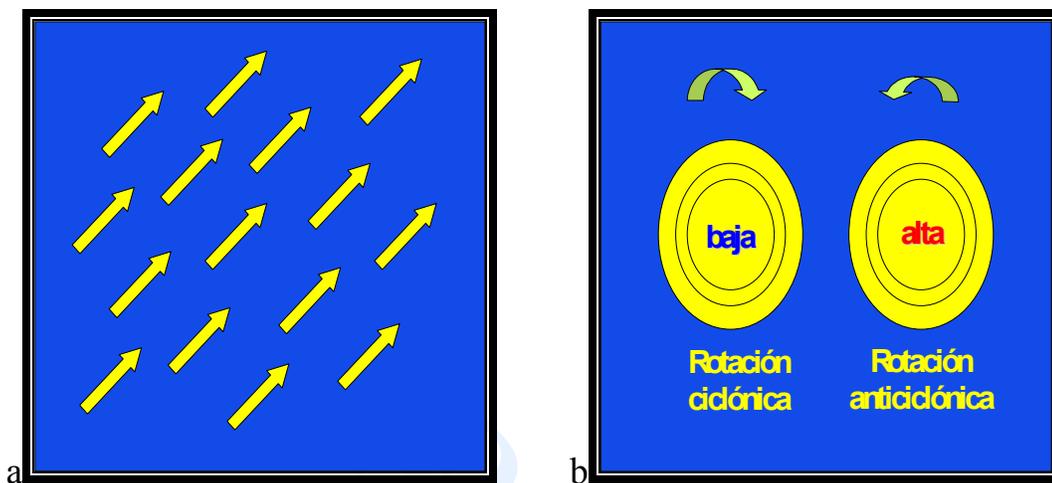
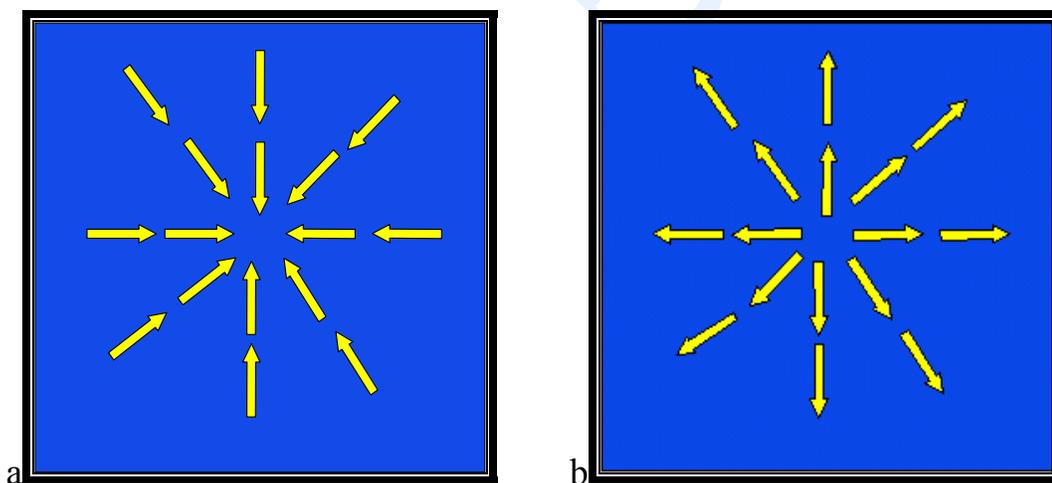


Figura 10.8a: Convergencia y b: divergencia.



Deformación: Producida por la deformación de las isobaras en las proximidades de una región entre dos parejas de altas y de bajas presiones. Si un haz de isotermas se sobrepone a la deformación, se ve que se producirá la separación de las isotermas (figura 10.9a). Si las isotermas son aproximadamente paralelas al eje vertical en la figura, se dispersarán y el aire tenderá a hacerse más uniforme. Pero si fueran aproximadamente paralelas al eje horizontal, las isotermas de cada lado serían llevadas hacia ese eje; al pasar el tiempo se agruparían muchas isotermas y se formaría una discontinuidad de temperaturas. Esto es lo que produce la formación de un frente, que se llama frontogénesis.

10.2.1 Combinaciones frecuentes.

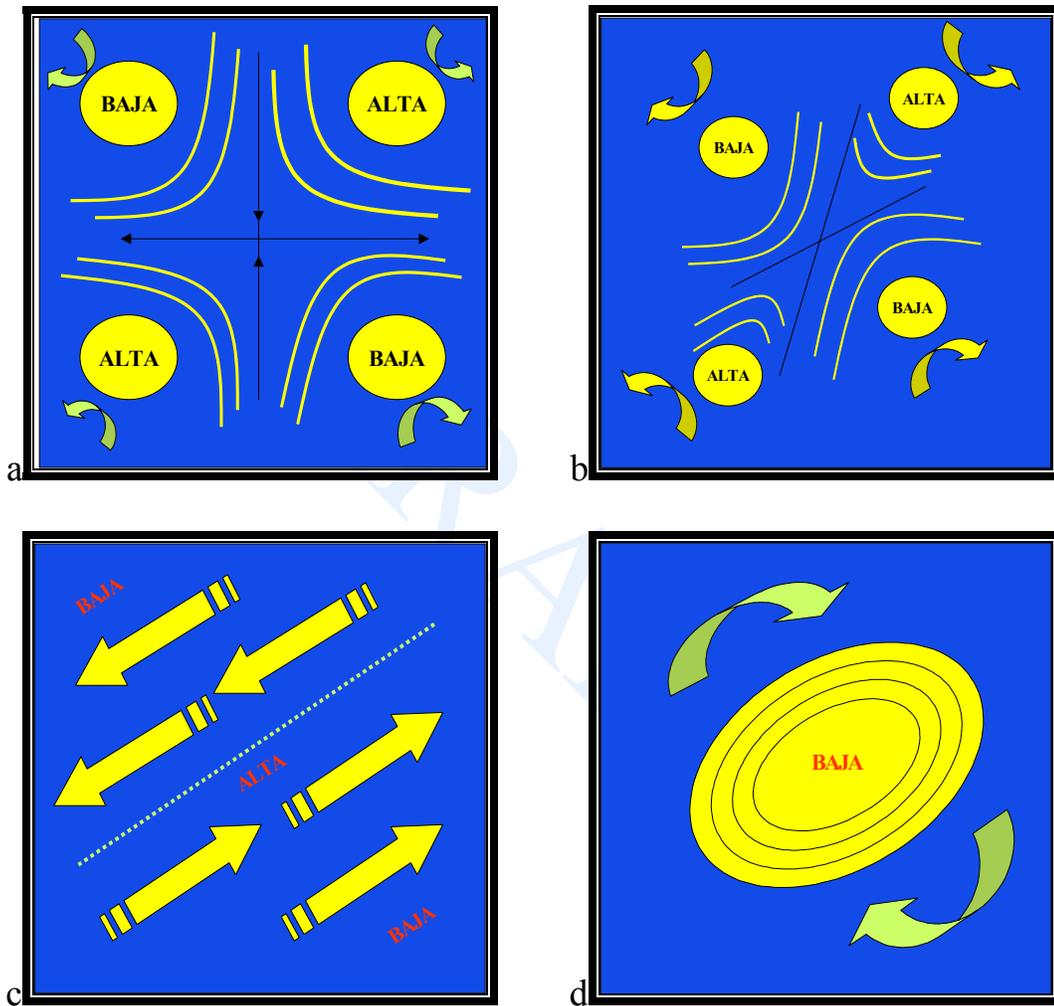
En la atmósfera es frecuente que se combinen los cuatro tipos de movimiento. Pero la convergencia o divergencia es tan pequeña que se puede despreciar, y la traslación no agrega nada nuevo a la combinación. La superposición de una rotación combinada con la deformación tiene, en cambio, mucho interés.

Si sobreponemos una débil rotación ciclónica a un campo de deformación, se obtiene la configuración que se muestra en la figura 10.9a. Si la deformación es más intensa que la rotación, se obtiene un eje de flujo hacia fuera y otro hacia adentro, pero ahora no serán perpendiculares. Si la rotación es más débil que la deformación, la rotación ciclónica se sumará a la curvatura de las líneas de flujo ciclónicas y se restará de las líneas de flujo anticiclónico (figura 10.9b). Si la rotación y la deformación tienen la misma intensidad, obtenemos dos corrientes rectilíneas deslizándose una junto a la otra (figura 10.9c). Si la intensidad de la rotación excede a la de la deformación, las líneas de flujo son ahora cerradas y de forma elíptica (figura 10.9d).

Como el proceso de frontogénesis depende esencialmente de la presencia de una deformación, se puede concluir que las cuatro situaciones de la

figura 10.9 serán frontogénicas, suponiendo que se presentarán contrastes de temperatura con una orientación favorable.

Figura 10.9 Combinación de movimiento de rotación con deformación.



Si en lugar de una rotación ciclónica se sobrepone una anticiclónica, se producen configuraciones análogas a la anterior, excepto que estas se parecerán al movimiento asociado a las cuñas de alta presión o anticiclones

alargados. Las experiencias prueban que estas rara vez son frontogénicas. Por lo tanto, en los análisis de tiempo, se debe buscar la frontogénesis en los collados y en los sistemas ciclónicos alargados.

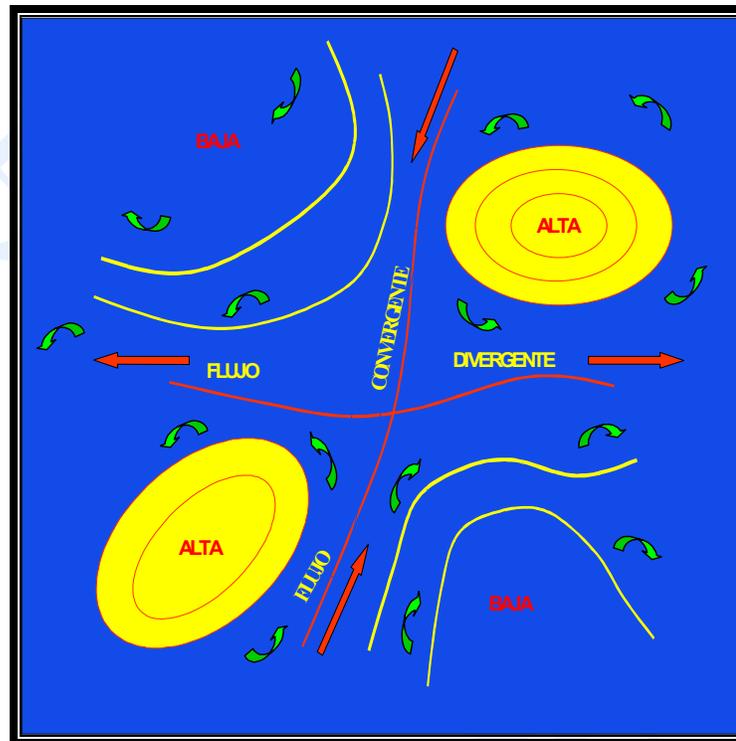
Las regiones de deformación, donde se producen dos centros ciclónicos con otros dos anticiclónicos se llaman *collados* y son altamente favorables para la formación de frentes, puesto que en el collado concurren una masa de aire convergente con otra de aire divergente. El eje horizontal en el collado se llama de eje de dilatación, y el eje vertical se llama eje de contracción (figura 10.10). La corriente convergente acumula las masas de aire y aproxima las isotermas tendiendo a crear un frente paralelo a la línea de flujo divergente o eje de dilatación. Si las isotermas forman con el eje de dilatación un ángulo menor de 45° , la aproximación de las masas crea el frente acercando las isotermas y haciéndolas girar, este proceso se llama *frontogénesis*. Si forman un ángulo mayor de 45° las masas convergentes se abren paso entre las isotermas, las separan y deshacen el frente, este proceso se llama *frontólisis*. La creación de un frente será más fácil y rápida cuanto menor sea el ángulo que formen las isotermas con el eje de dilatación, además la formación del frente la facilitará la mayor intensidad del viento y el mayor gradiente térmico.

La distribución de las isobaras y de los vientos, no sólo determina las circunstancias más favorables para la formación o disolución de un frente, sino también la trayectoria y la velocidad del frente sobre la superficie terrestre. Por ejemplo, si el viento es más intenso detrás del frente, por ser mayor el gradiente de presión, se producirán temporales al paso del frente, si además el aire es inestable, se originan violentas ráfagas de vientos. Por otra parte, si el gradiente de presión es menor detrás del frente, el viento se debilita y puede producirse calma después del paso del frente.

Otro factor que puede alterar a un frente es el paso de una zona marítima a una continental, así como el cruzar una zona montañosa o cordillera. En este último caso, las nubes producen casi la totalidad de la precipitación en la ladera anterior de la montaña, que obstruye el paso del frente, pro-

duciendo corrientes en la ladera posterior que disminuyen la humedad, disolviendo el frente, como se analizó en la sección 5.9 del capítulo 5.

Figura 10.10 Centros de altas y bajas presiones en un collado.



10.3 TEORÍA DEL FRENTE POLAR.

El tiempo que se produce en latitudes medias está acompañado por los *ciclones* u *ondas ciclónicas*. Los ciclones de latitudes medias son grandes sistemas de baja presión que generalmente se mueven de oeste a este alrededor del planeta. Esos sistemas de tiempo con una duración desde unos pocos días a más de una semana, tienen una circulación en sentido horario en el hemisferio sur, con un flujo hacia el interior hasta el centro del ciclón, esto es convergencia. La mayoría de los ciclones de latitudes

medias tienen también un frente frío y otro cálido, los que se extienden desde el área central del sistema de baja presión (figura 10.11). La convergencia y el movimiento de ascenso del aire favorecen el desarrollo de nubes que frecuentemente producen abundante precipitación.

Figura 10.11 Ciclón típico en superficie.



Desde principios de 1800 es conocido que los ciclones son los causantes del tiempo severo y de la precipitación. Así se estableció el barómetro como la principal herramienta para pronosticar los cambios diarios del tiempo, asociados a los cambios de presión. Pero este primer método de predicción ignoraba el rol de las interacciones de las masas de aire en la formación de ciclones. Por lo tanto, no fue posible determinar las condiciones más favorables para el desarrollo de ciclones.

El primer modelo realista de las ondas ciclónicas fue elaborado por un grupo de meteorólogos noruegos durante la I Guerra Mundial, entre los

que se incluyen J. Bjerknes, V. Bjerknes, H. Solberg y T. Bergeron. Con una deficiente red de estaciones meteorológicas, hicieron un gran avance en la comprensión del tiempo y de ciclones de latitudes medias. En 1918, J. Bjerknes publicó su hipótesis de la formación de un ciclón en un artículo titulado “Sobre la estructura del movimiento de ciclones”. Este trabajo conocido como la *teoría del frente polar*, es un modelo útil de cómo se desarrolla una onda ciclónica. Aunque en la actualidad se han hecho algunos cambios al modelo original producto de los nuevos descubrimientos, sus aspectos principales permanecen como una parte integral de la ciencia meteorológica.

Junto con la teoría del frente polar, la teoría de las ondas ciclónicas se desarrolló simultáneamente. El frente polar separa el aire polar frío del aire subtropical cálido. Durante los meses fríos, el frente polar está generalmente bien definido y forma aproximadamente una banda continua alrededor de la Tierra, que se puede reconocer en las cartas de aire superior. En superficie la banda frontal está cortada en distintos segmentos. Esos segmentos frontales están separados por regiones de cambios más graduales de temperatura. Es a lo largo de estos segmentos frontales que se desarrollan los ciclones de latitudes medias.

Se han descubierto otros frentes capaces de generar ciclones. Por ejemplo frentes que se pueden formar entre masas de aire ártico continental y polar continental, o entre masas de aire polar continental y polar marítimo. Debido a que las ondas ciclónicas se forman en conjunto con los frentes, aplicaremos los conocimientos del comportamiento de los frentes y su tiempo asociado, al modelo de desarrollo de un ciclón frontal.

10.3.1 Ciclo de vida de una onda ciclónica.

La teoría del frente polar u onda ciclónica de latitudes medias fue planteado originalmente sólo con datos de superficie. A medida que se realizaron observaciones de la troposfera media y alta, fue necesario hacer algunas modificaciones para corregir ese modelo. Pero aún sigue siendo

aceptado como un método para interpretar el tiempo, es útil para visualizar la dinámica de la atmósfera y como se produce el tiempo diario.

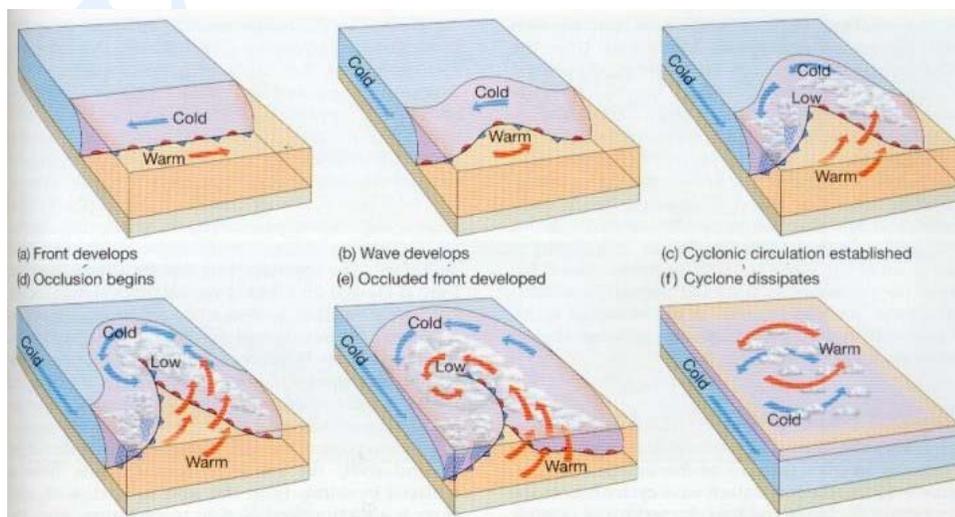
De acuerdo al modelo de la onda ciclónica, los ciclones se forman a lo largo de un frente y su desarrollo prosigue a través de un ciclo de vida predecible. Este ciclo de vida puede durar pocas horas o varios días, dependiendo de las condiciones del tiempo. La figura 10.12 muestra seis etapas en la vida de una onda ciclónica típica. En la parte (a) se tiene un frente estacionario, con flujos opuestos paralelos en el aire frío y el aire cálido. El resultado de este flujo opuesto es una tensión tangencial, que produce una torsión para generar un movimiento ciclónico con rotación horaria en el hemisferio sur. Para ver mejor el rol de la tensión tangencial en producir el flujo ciclónico, ponga un lápiz entre la palma de ambas manos y mueva lentamente la izquierda hacia adelante y la derecha hacia atrás y observe como el lápiz rota en sentido horario.

Bajo tales condiciones, la superficie frontal puede tomar una forma de onda (figura 10.12b). Esas ondas son análogas a las producidas sobre el agua por el movimiento del aire, pero la escala es diferente. Dos masas de aire distintas, producen ondas que generalmente son de cientos de kilómetros de largo. Según las condiciones del tiempo y por factores locales como topografía, algunas ondas tienden a amortiguarse, pero otras pueden aumentar su amplitud. Una vez que se forma una pequeña onda, el aire cálido invade este lugar inestable a lo largo del frente y se extiende en dirección hacia el polo, mientras tanto el aire frío que la rodea se mueve en dirección hacia el ecuador. Este cambio produce un mecanismo de ajuste de la presión que resulta en isobaras casi circulares, con lo que la menor presión se centra en el vértice de la onda.

La circulación ciclónica resultante se puede ver claramente en un carta de tiempo. Una vez que se desarrolla la circulación general, se produce la convergencia que genera el ascenso vertical del aire, especialmente donde el aire cálido es rodeado por el aire frío. Si el aire cálido en la onda se mueve, por ejemplo en el hemisferio sur desde el noreste, el aire frío lo hace desde el suroeste. El aire cálido se mueve mas rápido que el aire frío

y en una dirección perpendicular al frente. Se puede concluir que el aire cálido está invadiendo una región anteriormente ocupada por aire frío. Por lo tanto este debe ser un frente cálido. Similar razonamiento indica que a la izquierda (oeste) de la perturbación ciclónica, el aire frío desde el suroeste está rodeando al aire del sector cálido y produciendo un frente frío (figura 10.11).

Figura 10.12 Desarrollo de un ciclón.



Generalmente la posición del frente frío avanza mas rápido que el frente cálido y se comienza a juntar el sector cálido (figura 10.12c) formándose la oclusión, cuando se alcanza esta etapa, el ciclón llega a su madurez y máxima profundidad (mínimo de presión, figura 10.12d).

El proceso continua con un agudo gradiente de presión y el desarrollo de fuertes vientos. El aire del sector cálido es forzado a elevarse y el aire frío rodea al ciclón en niveles bajos (figura 10.12e, f). Una vez que la pendiente frontal entre las masas de aire comienza a desaparecer, el gra-

diente de presión se debilita. En este punto, el ciclón ha agotado su fuente de energía y el temporal comienza a terminar.

10.3.2 Tiempo idealizado de una onda ciclónica.

Los ciclones generalmente se mueven hacia el este en latitudes medias del hemisferio sur, conducidos por los vientos del oeste de niveles superiores, en particular pasando sobre Chile. Por lo tanto podemos esperar que una de las primeras señales de la llegada de un ciclón a las costas de Chile aparezca en los cielos del oeste. Una vez que el ciclón llega a las costas de la zona central de Chile, por efecto barrera de la cordillera de los Andes, tiende a extenderse hacia el norte y/o hacia el sur y a disiparse por efecto topográfico, luego cruza los Andes mas debilitado. Típicamente, un ciclón de latitudes medias demora dos a cuatro días en pasar sobre una región. Durante ese periodo, se producen cambios bruscos en las condiciones de la atmósfera.

La primera señal de la aproximación de un ciclón son las nubes cirrus altas. Estos cirrus están delante del frente en superficie unos 1000 km o mas y normalmente son acompañados por un descenso de la presión. Cuando el frente cálido avanza, se observa que las nubes se ubican en capas mas bajas y son mas gruesas. Dentro de las 12 a 24 horas después de haberse observado las primeras nubes cirrus, comienza una ligera precipitación. A medida que el frente se acerca, la precipitación aumenta, se registra un ascenso de la temperatura y cambia la dirección del viento.

Con el pasaje del frente cálido, el área detrás de este frente queda bajo la influencia de una masa de aire tropical marítimo. Normalmente la región afectada por esta parte del ciclón experimenta temperaturas relativamente cálidas, vientos del suroeste, cielos claros o con nubes cúmulos o altos-cumulos de buen tiempo. Este tiempo mas apacible del sector cálido pasa mas rápido y es reemplazado por vientos tormentosos y precipitación generada a lo largo del frente frío. La aproximación de un frente frío que avanza rápidamente es marcada por una pared de amenazadoras nubes

negras tipo cumulonimbus. Es común el tiempo severo acompañado por precipitación intensa y ocasionalmente granizos. Frecuentemente el frente frío es precedido por líneas de inestabilidad de tormentas de corta duración; en muchas ocasiones la actividad de la línea de inestabilidad es mas severa que la asociada con el frente frío mismo.

El pasaje del frente frío es fácilmente detectado por un cambio en el viento y un pronunciado descenso de la temperatura, también sube la presión por la subsidencia del aire frío y seco detrás del frente. Una vez que pasa el frente, el cielo se aclara tan rápidamente como el aire invade la región. Luego se pueden producir un par de días despejados con cielo de azul profundo, a menos que otro ciclón llegue a la región.

Condiciones de tiempo muy diferentes prevalecen en la parte del ciclón que contiene el frente ocluido. Aquí la temperatura permanece baja durante el pasaje del temporal mientras una continua caída de presión y aumento de las condiciones de nubosidad se produce en el centro de baja presión. Esta parte del ciclón a menudo produce tiempo muy severo en nuestras latitudes, al sur de Concepción. El avance de la oclusión en general es mas lento que el de los otros frentes. Así la estructura frontal completa, que se muestra en la figura 10.11, rota en sentido horario (en el hemisferio sur) tal que el frente aparenta torcerse hacia atrás. Este efecto agrega a la región influenciada por el frente ocluido mayor severidad por permanecer mas tiempo en el área afectada. También las tormentas alcanzan su mayor intensidad durante la oclusión, por lo tanto el área afectada por el desarrollo de un frente ocluido puede esperar recibir el embate de un violento temporal de viento y lluvia.

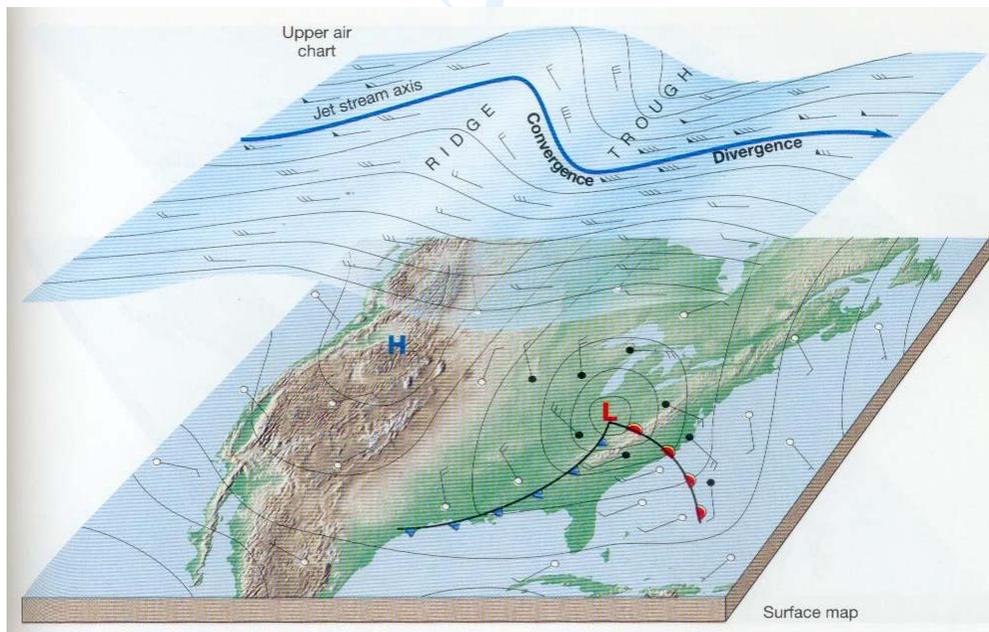
10.4 CICLOGENESIS.

La ciclogénesis, similar a la frontogénesis, es la formación de ciclones, se produce donde la superficie frontal se deforma generándose una onda frontal. Varios factores intervienen para producir una onda en la superficie frontal: irregularidades topográficas, contrastes de temperatura o in-

fluencias de corrientes oceánicas pueden interrumpir el flujo zonal general lo suficiente como para generar una onda a lo largo del frente. Pero otro factor importante para la formación de ciclogénesis es el flujo de niveles superiores en la vecindad de la corriente en chorro polar.

Existe una estrecha relación entre las perturbaciones de superficie y el flujo de niveles altos. Cuando el flujo de aire superior (que es del oeste) es relativamente fuerte, en superficie se produce pequeña actividad ciclónica. Pero cuando el aire superior comienza a ondularse ampliamente en dirección norte sur, se forman alternativamente ondas de gran amplitud de vaguadas y cuñas (capítulo 8) y en superficie la actividad ciclónica se intensifica (figura 10.13). Además cuando se forma el ciclón en superficie, casi invariablemente está centrado debajo del eje de la corriente en chorro y desviado corriente abajo de la vaguada en el nivel superior.

Figura 10.13 Relación entre el flujo superior y el de superficie.



10.4.1 Formación de ciclones y anticiclones.

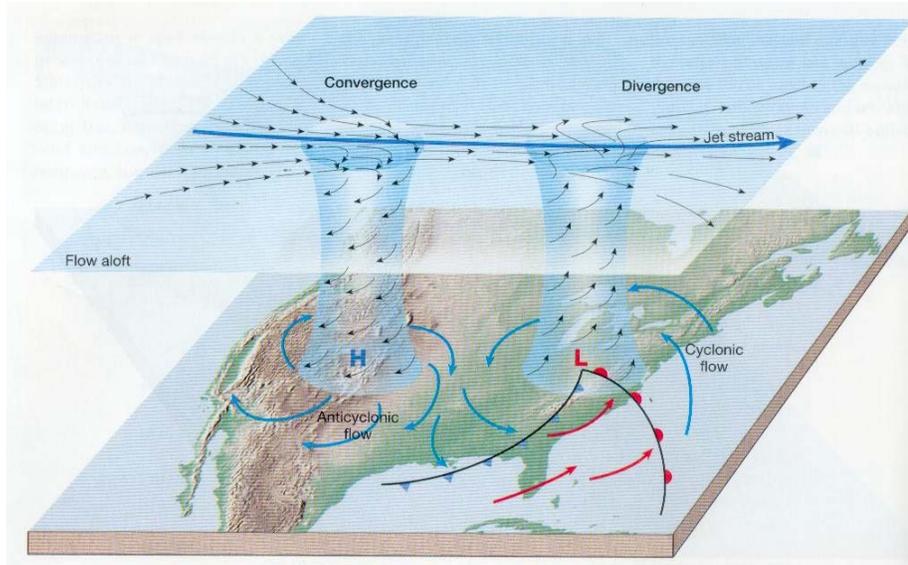
Como ya vimos en el capítulo 8, el flujo en torno a una baja presión en superficie está relacionado con la convergencia de masa, que produce movimiento de ascenso en torno de la baja, disminuyendo la presión en su centro. Este tiraje de aire desde la baja es producido por una divergencia en altura, donde el flujo es expandido a los alrededores, lo que hace mantenerse a la baja en superficie.

Debido a que son los ciclones los que generan los temporales de mal tiempo, reciben más atención que sus opuestos, los anticiclones, pero hay una estrecha relación entre ambos sistemas y no se pueden separar. Por ejemplo, el aire en superficie que alimenta al ciclón proviene de un anticiclón, por lo tanto los ciclones y anticiclones se encuentran típicamente adyacentes unos a otros. La formación de un anticiclón es similar a la de un ciclón; un anticiclón depende del flujo superior para mantener su circulación. En el anticiclón, la divergencia en superficie es balanceada por convergencia en niveles superiores y por subsidencia general en la columna de aire, como se observa en la figura 10.14. Se concluye entonces que el flujo de niveles superiores juega un papel importante en mantener la circulación de ciclones y anticiclones de superficie. De hecho, los sistemas de viento que rotan en superficie son realmente generados por el flujo de niveles superiores.

Para que se forme un ciclón en latitudes medias, se deben cumplir dos importantes condiciones: 1) se debe establecer el flujo ciclónico, en el hemisferio sur la circulación ciclónica es en sentido horario y dirigido hacia el centro de la baja presión; 2) el flujo de aire hacia adentro en superficie debe ser mantenido por flujo en altura hacia afuera. La divergencia en niveles superiores en la vecindad de la corriente en chorro es más importante en desarrollar ciclones. La divergencia en niveles superiores crea un ambiente análogo a un vacío parcial, el cual aspira el flujo hacia arriba. La caída de presión en superficie que acompaña al flujo hacia afuera en altura, induce un flujo hacia adentro en superficie. El efecto de

Coriolis se encarga de producir la desviación del flujo asociado con la circulación ciclónica (figura 10.14).

Figura 10.14 Convergencia y divergencia superior y su relación con el flujo de superficie.



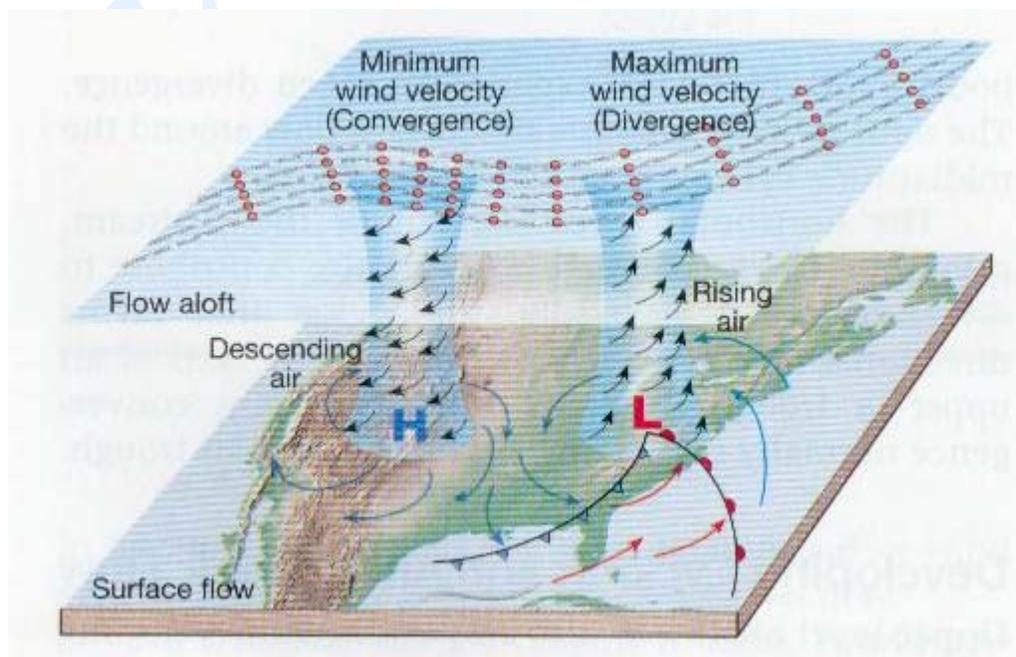
10.4.2 Convergencia y divergencia superior.

La divergencia en niveles superiores no implica el movimiento del aire hacia fuera de un centro, como ocurre con los anticiclones en superficie. El flujo de aire superior es aproximadamente en una dirección, su trayectoria es de oeste a este y en promedio suavemente ondulado.

Un mecanismo responsable del movimiento del aire superior es un fenómeno conocido como *rapidez de la divergencia*. Muchas veces la velocidad del viento varía a lo largo del eje de la corriente en chorro, tal que algunas regiones tienen velocidades mucho mayores que otras. En una zona de máxima velocidad del viento, el aire acelera y el flujo se “estira”,

esa es la divergencia en niveles altos. Por el contrario, en una zona de mínima velocidad del viento, el aire se “encoge”, lo que es la convergencia en niveles altos (figura 10.15). Esto es similar a lo que ocurre, por ejemplo, en plena carretera; la separación entre vehículos a alta velocidad es grande (divergencia), pero cuando estos ingresan a una ciudad, su velocidad disminuye y la separación entre ellos se acorta (convergencia).

Figura 10.15 Ilustración de la rapidez de la divergencia.

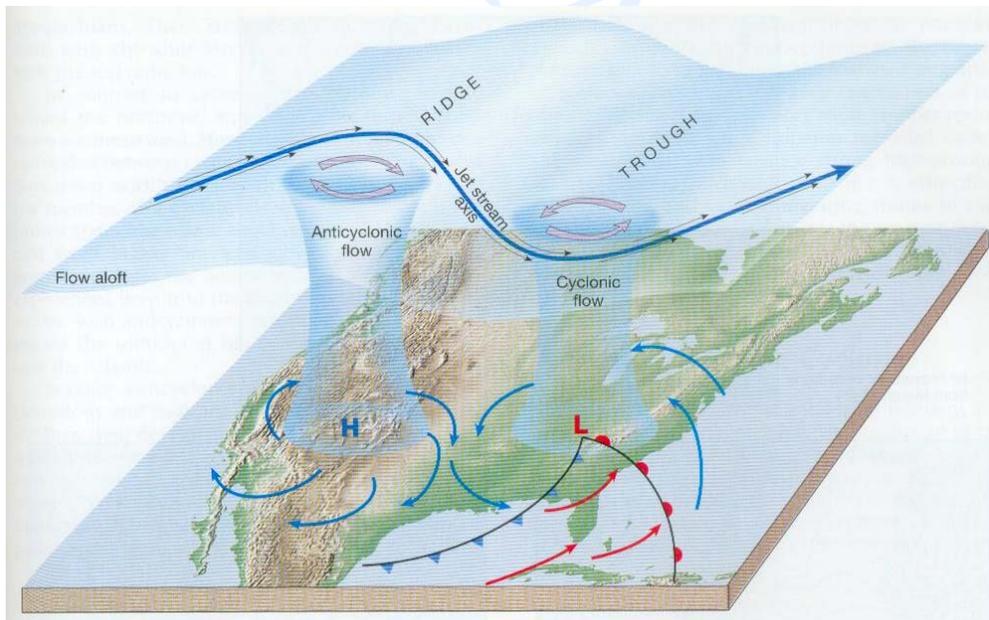


En niveles superiores, el flujo en la corriente en chorro es más lento corriente abajo de una cuña en altura, de modo que la rapidez de convergencia produce un amontonamiento de aire superior que genera una alta presión en superficie (figura 10.13). Por el contrario, el aire corriente abajo de una vaguada se acelera y tiene mayor rapidez de divergencia, lo que ayuda a mantener un ciclón en superficie.

10.4.3 Desarrollo de flujo ciclónico y anticiclónico.

El flujo de niveles superiores es también importante en el desarrollo de **vorticidad** ciclónica y anticiclónica, esto es la rotación de las partículas de aire. Una masa de aire ubicada al norte de la corriente en chorro, cerca de una cuña de alta presión en el hemisferio sur, adquiere una rotación o vorticidad anticiclónica. Si la masa de aire está ubicada al sur de la corriente en chorro en el hemisferio sur, adyacente a una vaguada de baja de presión adquiere una rotación o vorticidad ciclónica (figura 10.16). De este modo, el principal generador de la intensa circulación ciclónica asociada con las tormentas de latitudes medias, es la vorticidad ciclónica aportada por una vaguada en la corriente en chorro, que es de mayor magnitud que la vorticidad anticiclónica, ya que aquí se tiene una mayor rapidez de divergencia en altura, con un máximo de velocidad del viento.

Figura 10.16 Vorticidad producida por la corriente en chorro.



Por lo tanto, los ciclones de latitudes medias en superficie generalmente se forman debajo de una vaguada en la corriente en chorro polar y continúan su desarrollo corriente abajo de las ondas en niveles superiores, las cuales mantienen su crecimiento. Por otro lado, en la zona corriente abajo de una cuña en la corriente en chorro, la vorticidad anticiclónica y la acumulación de aire superior, produce la subsidencia que genera una alta presión en superficie, lo que favorece el desarrollo de anticiclones migratorios en superficie (figuras 10.14 a 10.16).

Debido al importante rol que el flujo de aire superior tiene en la ciclogénesis, es evidente que cualquier intento de pronosticar el tiempo debe considerar principalmente los patrones de flujo de aire superior. Es por esto que en los reportes del tiempo de la televisión frecuentemente se mencione el comportamiento de la corriente en chorro.

10.4.4 Movimiento de ciclones y anticiclones.

Las ondas de los oestes son importantes no sólo en producir el desarrollo de ciclones, sino que el flujo de niveles superiores es también esencial en determinar cuan rápido esos sistemas se mueven y la dirección que ellos siguen. Comparado con el flujo general en el nivel de 500 hPa, los ciclones generalmente viajan a una velocidad menor a la mitad que la del viento en ese nivel. Normalmente se mueven con una rapidez de 20 a 50 km/h, por lo que viajan aproximadamente 480 a 1200 km cada día. Las mayores velocidades se producen en los meses más fríos, cuando los gradientes de temperatura son mayores.

Uno de los más interesantes desafíos en los pronósticos del tiempo es predecir la trayectoria de los sistemas ciclónicos de mal tiempo. Ya vimos que el flujo superior ayuda a desarrollar los sistemas de presión en superficie. Así que estudiando los cambios en el flujo de niveles altos, se pueden detectar los cambios en la dirección de la trayectoria que sigue un ciclón. Para hacer predicciones útiles de las posiciones futuras de los ci-

clones en superficie, es necesario hacer evaluaciones precisas de los cambios en el flujo de los vientos de niveles superiores.

Cuando se tiene una familia de sistemas ciclónicos, los anticiclones fríos se ubican “detrás” de los ciclones y se mueven en una dirección un poco diferente a la de los ciclones. Estos anticiclones ocasionalmente pueden producir ondas de frío polar. Luego tales anticiclones se mueven hacia los sistemas de altas presiones subtropicales, por ejemplo en el caso de Chile, hacia el anticiclón del Pacífico sur.

Puesto que los anticiclones están asociados con cielos despejados y buen tiempo, su desarrollo y movimiento han sido menos estudiados que los ciclones. Sin embargo debido a que los anticiclones se pueden estacionar y permanecer sobre una región por varios días, ellos son importantes en la formación de contaminación. Las condiciones de estabilidad y calma asociadas con las altas presiones contribuyen a que se produzcan episodios de contaminación. Los grandes anticiclones estacionarios son también importantes porque ellos pueden bloquear el movimiento hacia el este de los ciclones. Este efecto puede mantener una parte del país sin precipitaciones por una semana o más, como por ejemplo la zona central de Chile, mientras que en la otra parte se están produciendo temporales, como puede ser en la zona sur de Chile.

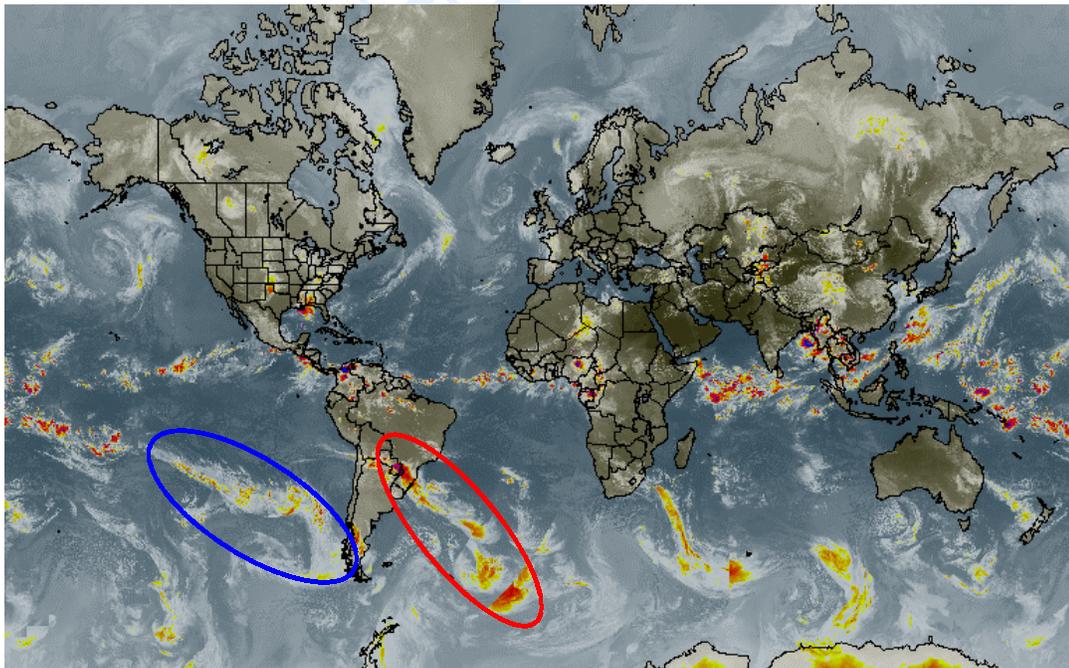
Se debe tener presente que, como todo lo expuesto en este texto, las descripciones realizadas son generalizaciones ideales. Recuerde que el tiempo asociado a algún frente real puede o no obedecer a esta descripción idealizada. Los frentes, igual que todos los aspectos de la naturaleza, nunca siguen ellos mismos una clasificación tan bonita como la aquí descrita, la naturaleza no sigue las reglas que nosotros desarrollamos.

10.5 principales zonas frontales en el hemisferio sur.

Existen en el globo algunas regiones notables por la alta frecuencia con que los frentes las atraviesan, son las regiones de transición entre las

principales fuentes de masas de aire. En el hemisferio sur, la zona frontogénica se extiende entre los 35° y 60° S aproximadamente, en la región del *frente polar*, que es casi permanente, de gran extensión en latitudes medias, y separa el aire polar, relativamente frío del aire subtropical, relativamente cálido. En el verano del hemisferio sur, el frente polar se centra aproximadamente en 50° S y hay mayor actividad ciclónica que en el hemisferio norte en verano. En invierno hay dos ramas del frente polar que se pueden considerar que se extienden desde aproximadamente 25° S hacia el sureste: una empieza en Sudamérica, sobre el sur de Brasil (encerrada por la elipse roja) y la otra que aparentemente se descuelga desde la ZCIT sobre el océano Pacífico en 170° O (encerrada por la elipse azul). Estas regiones frontogénicas se pueden observar en la imagen de satélite que se muestra en la figura 10.17.

Figura 10.17 Zonas frontogénicas del Hemisferio Sur.



PREGUNTAS.

1. Si usted está ubicado a 400 km delante de la base de un frente en superficie, ¿qué tan alta estará la superficie frontal sobre usted?
2. ¿Por qué generalmente el tiempo asociado a un frente frío es más severo que el de un frente caliente?
3. Distinguir entre los tipos de frentes ocluidos fríos y calientes.
4. Describir los cambios que un observador experimenta cuando pasa un frente con el centro del ciclón al sur del observador en Concepción, para los siguientes elementos del tiempo: temperatura, viento, tendencia de la presión, precipitación, tipo de nubes.
5. Explicar cómo el flujo en niveles altos inicia y mantiene un ciclón en superficie.
6. Explicar por qué el predecir el comportamiento del flujo de niveles altos es una importante herramienta en el pronóstico del tiempo.