

CAPITULO 8. CIRCULACIÓN DE LA ATMÓSFERA.

Las estaciones meteorológicas por lo general están separadas unas de otras por decenas de kilómetros, por lo que remolinos o brisas locales son demasiado pequeños para ser medidos por los instrumentos convencionales y no aparecen representados en las cartas de tiempo. Pero la carta sinóptica puede mostrar los patrones de tiempo de gran escala, tales como aquellos asociados a los ciclones y anticiclones. También se puede distinguir claramente la duración de estos fenómenos, ya que los pequeños remolinos en general son de corta duración, mientras que los grandes sistemas de vientos pueden durar varios días.

8.1 ESCALAS DE LOS MOVIMIENTOS ATMOSFÉRICOS.

Los movimientos atmosféricos se pueden producir en distintas escalas de tiempo y espacio. Es posible reconocer algunas escalas típicas, que definimos a continuación.

Macroescala o escala planetaria: En esta escala se encuentran los más grandes patrones de viento, como los alisios en latitudes tropicales, con dirección predominante del este, o los vientos del oeste en latitudes medias. El flujo se produce alrededor de todo el globo y puede durar semanas con pocos cambios.

Escala sinóptica: Es la que se representa comúnmente en las cartas sinópticas. Sus dimensiones son de cientos a miles de kilómetros y la duración de los eventos del orden de días a 1 - 1½ semana. Los ciclones y anticiclones de latitudes medias, que tienen un movimiento medio en dirección oeste - este, caen en esta escala.

En estas dos escalas los movimientos son predominantemente horizontales, casi (pero sólo casi) sin movimiento vertical.

Mesoescala: Los movimientos en esta escala se producen en áreas más pequeñas del orden de 100 km o menos, y su duración típica es de horas a 1-2 días. Se encuentran en esta escala los vientos que se producen en áreas costeras o brisas de mar y tierra y vientos en zonas montañosas o brisas de valle – montaña. Aquí los movimientos verticales pueden ser de gran magnitud.

Microescala: Movimientos de pequeñas dimensiones y muy corta duración, generalmente caóticos, como remolinos de polvo o turbulencia, con movimientos verticales muy intensos.

En la tabla 8.1 se resumen las distintas escalas de los movimientos atmosféricos.

Tabla 8.1 Escalas de los movimientos en la atmósfera.

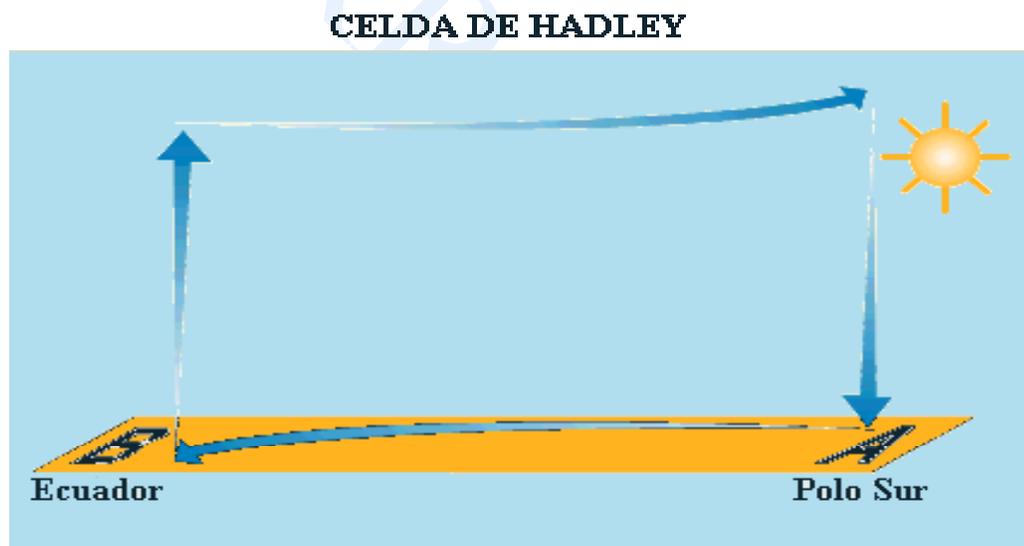
Escala	Dimensión Espacial	Dimensión Temporal	Algunos eventos
Planetaria	Miles de kilómetros a todo el globo.	Semanas a meses	Alisios, vientos del oeste, ondas planetarias.
Sinóptica	Cientos a miles de kilómetros.	Días a semanas	Ciclones, anticiclones, frentes, huracanes.
Mesoescala	uno a cientos de kilómetros	1 hora a 2 días	Brisas de mar, montaña, tormentas, tornados.
Microescala	cm a metros	Minutos	Turbulencia, remolinos, ráfagas de polvo.

8.2 CIRCULACIÓN GENERAL DE LA ATMÓSFERA.

Se llama circulación general de la atmósfera al sistema de vientos de escala planetaria, que los conocemos en base a dos fuentes: con valores de presión y viento observados en todo el mundo y por estudios teóricos de la dinámica de fluidos geofísicos.

El modelo primitivo mas elemental de circulación global sugiere la existencia de una sola celda de circulación vertical llamada Celda de Hadley, en honor a George Hadley (1795 – 1868), quien fue el primero en desarrollar este modelo clásico. Hadley pensaba que solo la energía solar conducía los vientos y propuso que las mayores temperaturas del ecuador respecto a los polos deberían crear una circulación térmica, con movimiento en superficie de aire frío desde los polos hacia el ecuador. En el ecuador el aire cálido y menos denso debe ascender, durante el ascenso el aire se va enfriando, por lo que en las capas superiores se comienza a mover hacia los polos, donde el aire frío y mas pesado debe descender sobre los polos, como se muestra en el esquema de la figura 8.1; pero esto no es así.

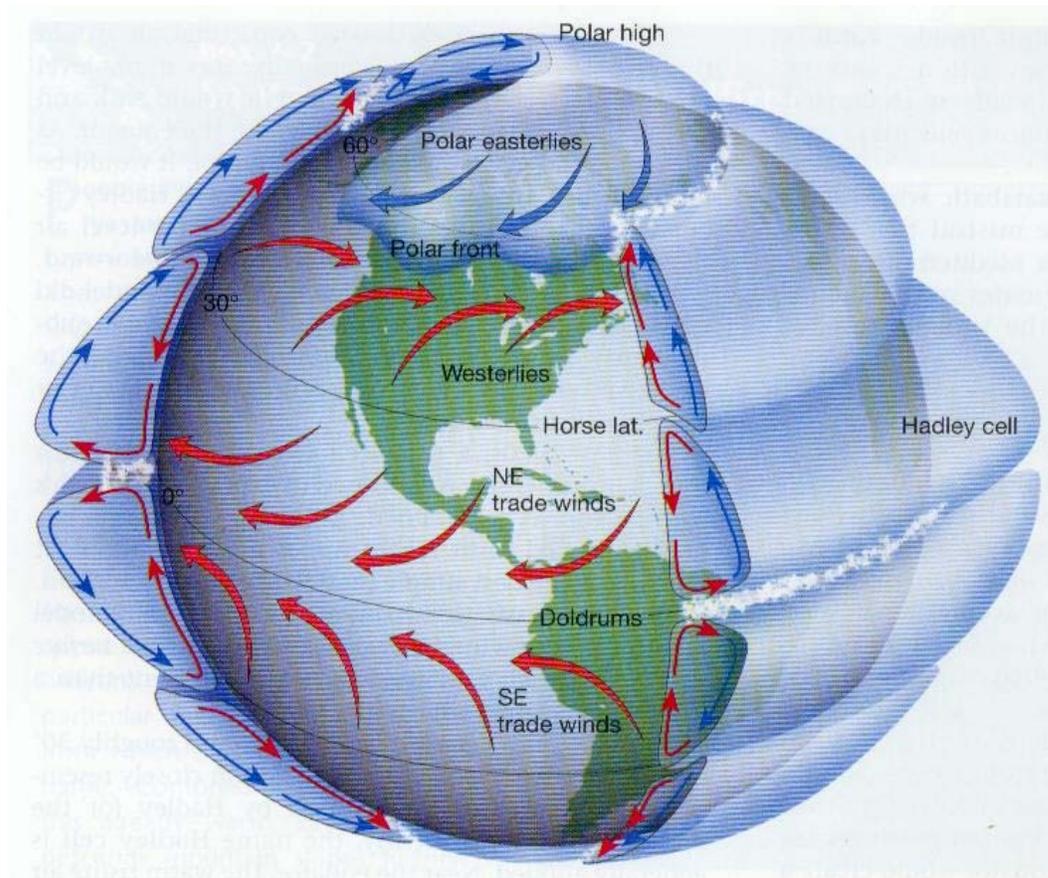
Figura 8.1 Esquema del primitivo modelo de circulación de Hadley.



Un modelo simple mas realista de circulación global explica como debe mantenerse el balance de calor producido por el calentamiento diferencial ecuador - polo, considerando que la Tierra está en rotación, el esquema se observa en la figura 8.2. Es un modelo idealizado en el que se distinguen

tres celdas de circulación vertical y los vientos resultantes en superficie, como se describe a continuación.

Figura 8.2 Esquema de la circulación general de la atmósfera.



8.2.1 Celda de Hadley.

Entre el ecuador y aproximadamente los 30° de latitud sur y norte, se produce una circulación vertical que mantiene el nombre de **celda de Hadley** (figura 8.2). En el ecuador el aire más cálido que se eleva, se condensa liberando calor latente y formando grandes cúmulos y cumulonimbus que producen abundante precipitación, que mantienen la densa

vegetación de las selvas tropicales. El aire de niveles superiores en esta celda, se mueve hacia los polos y entre 25-35° de latitud sur y norte se produce subsidencia por dos razones: (1) el flujo asciende siempre desde la tormentosa región ecuatorial, donde la liberación del calor latente de condensación mantiene el aire cálido, pero en el tope de las nubes el enfriamiento radiativo aumenta la densidad del aire superior, que comienza a moverse hacia los polos y a descender hacia superficie; (2) debido a que el efecto de Coriolis se hace más fuerte cuando nos alejamos del ecuador, los vientos en altura que inicialmente se movían hacia los polos, son desviados en dirección aproximadamente oeste a este cuando alcanzan la latitud de 25°, así se restringe el flujo del aire hacia los polos. Como resultado de ambas causas se produce subsidencia en la zona entre 25-35° de latitud. Esta subsidencia, por la liberación de la humedad cerca del ecuador, es de aire muy seco, y por el efecto de calentamiento adiabático durante la compresión por el descenso del aire, más se reduce la humedad relativa. En estas regiones de subsidencia se encuentran los grandes desiertos subtropicales del mundo: el desierto de Atacama en Chile considerado el más seco del mundo, el vasto desierto del Sahara del norte de África, el de Namibia del suroeste de África, el gran desierto Australiano, el de Baja California del suroeste de Estados Unidos.

En el centro de estas zonas de subsidencia los *vientos son leves y variables*, se conoce como la zona de las latitudes de los caballos, nombre puesto por los antiguos marinos en los años 1500, que en ocasiones hacían grandes comercios de caballos entre Europa y América (recién descubierta). Con frecuencia ocurría que los barcos a vela tenían que navegar muy lentamente en la zona de altas presiones subtropicales donde predominan las calmas, por lo que se les agotaban los suministros de aguas y alimentos, viéndose forzados a tirar los caballos por la borda, especialmente el mar de los Sargazos, en el océano Atlántico norte. Los veleros que posteriormente pasaban por ese mar, alrededor de los 30° latitud, se encontraban con el desagradable espectáculo de los restos de los caballos flotando sobre las aguas. Desde esta latitud el flujo se separa en una rama hacia el ecuador y otra hacia los polos. El flujo de superficie hacia el ecuador es desviado por la fuerza de Coriolis, generándose los *vientos alisios* o trade winds, así llamados por los primeros navegantes de esos

mares que comerciaban (trade) entre el viejo y nuevo continente, haciendo uso de estos vientos, que tienen la característica de ser de intensidad moderada a fuerte y muy persistentes en dirección, por lo que son favorables para la navegación a vela. Los vientos alisios soplan del sureste en el hemisferio sur y del noreste en el hemisferio norte, convergiendo en el ecuador en una región con un gradiente de presión muy débil, llamada zona de *calmas ecuatoriales* (o doldrums).

8.2.2 Celda Polar.

El aire frío de niveles superiores en las zonas polares, genera subsidencia sobre los polos, produciendo por compresión altas presiones en superficie y divergencia. A su vez la divergencia produce un flujo de aire en superficie desde los polos hacia latitudes subpolares, que es desviado por la fuerza de Coriolis, generando un sistema de vientos conocidos como los *estes polares*, entre los polos y los 60° de latitud. Alrededor de los 60° de latitud se produce convección y flujo hacia los polos en altura, cerrándose una celda de circulación directa que se le llama *celda Polar*.

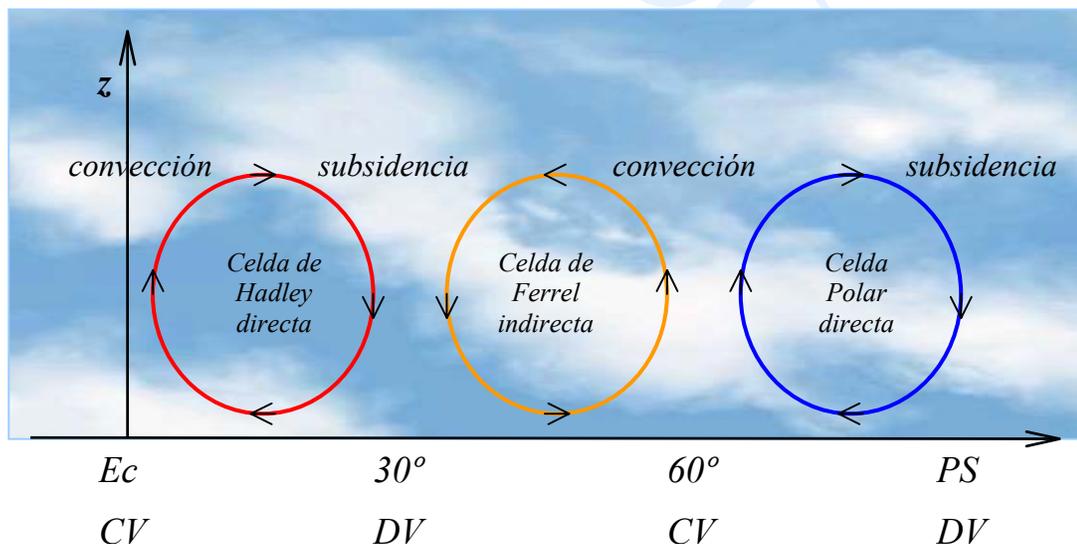
8.2.3 Celda de Ferrel.

Desde la celda de Hadley, por la divergencia en latitudes medias, la rama del flujo en superficie que se separa hacia los polos, es desviado por el efecto Coriolis, produciéndose una fuerte componente hacia el oeste, generando un sistema de vientos conocidos como los *vientos del oeste* o westerlies. Estos vientos del oeste son más variables en intensidad y dirección y son de la mayor importancia en el mantenimiento del balance de calor a nivel global. Por otra parte, desde la celda polar se tiene un flujo de aire polar frío en superficie hacia latitudes subpolares, con importante componente del este. Este aire polar frío, se encuentra con los vientos del oeste más cálidos de latitudes medias, produciéndose, al contrario de lo que ocurre en la región de convergencia de las calmas ecuatoriales, una región de convergencia de vientos muy intensos y variables. A la que franja latitudinal de convergencia de ambos sistemas de vientos se le llama

ma la región del *frente polar*. Es la región más dinámica de la atmósfera, donde se desplazan de oeste a este, en promedio, los centros ciclónicos que se asocian a los sistemas frontales de latitudes medias, generando un tiempo con vientos muy intensos y variables, con abundante nubosidad y precipitación. En la región del frente polar se produce convección desde superficie y en altura flujo mas frío hacia el norte, que desciende en la zona de subsidencia de latitudes medias, cerrándose una celda de circulación, llamada *celda de Ferrel*, que se desarrolla aproximadamente entre 30° - 60° de latitud. Observamos que la celda de Ferrel es indirecta porque el aire cálido es forzado a descender en latitudes subtropicales en torno a los 30° y a moverse en superficie desde latitudes subtropicales mas cálidas hacia zonas subpolares mas frías, donde el aire frío es forzado a elevarse. Como depende del comportamiento de los sistemas frontales, su estructura es muy irregular, desapareciendo en ocasiones y volviéndose después a formar, y por ser indirecta, es muy inestable.

En la figura 8.3 se muestra un esquema con un resumen de las celdas de circulación. En este esquema se muestra la celda de Ferrel bien estructurada, pero en la realidad no es así. Los símbolos CV y DV son convergencia y divergencia.

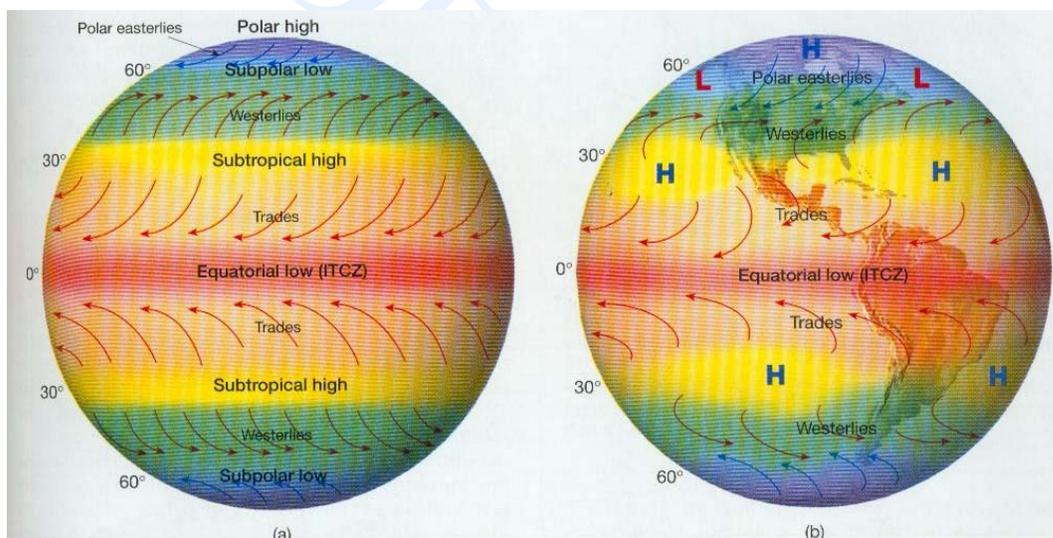
Figura 8.3 Celdas de circulación global.



8.3 DISTRIBUCIÓN GLOBAL DE PRESIÓN.

Los vientos en superficie están relacionados con la distribución de presión. En nuestro modelo ideal de una Tierra en rotación, pero sin considerar la distribución de océanos ni continentes, se obtiene una primera aproximación de los campos globales de presión y de viento en superficie. En esas condiciones se distinguen cuatro franjas latitudinales de altas y bajas presiones en cada hemisferio, que se muestran en la figura 8.4a.

Figura 8.4 Esquema de presión y viento en superficie sin (a) y con (b) distribución de océanos y continentes.

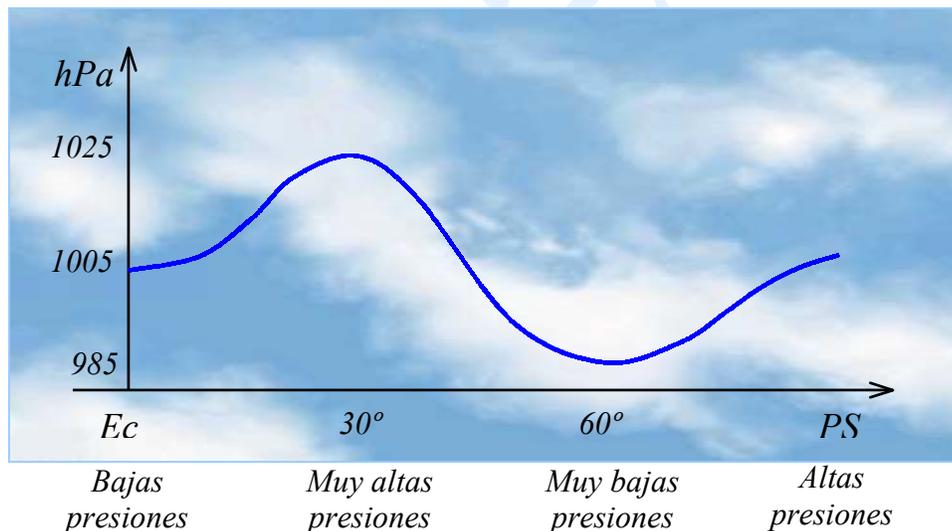


- Entre los trópicos se tiene una zona de **bajas presiones ecuatoriales**, donde convergen los vientos alisios del sureste y del noreste, produciendo movimientos ascendentes, con convección profunda y abundante nubosidad con precipitación continua e intensa. Esta región de encuentro de los alisios se conoce como la **zona de convergencia intertropical (ZCIT)**.

- Entre 25 y 35° de latitud, donde se originan los vientos alisios, se tiene la zona de **altas presiones subtropicales**. En esta franja se produce subsidencia y divergencia en superficie, los gradientes de presión son muy débiles por lo que los vientos son flojos y variables.
- Entre 45 y 60° de latitud se encuentra una franja de presiones muy bajas asociadas al frente polar, que se produce por convergencia de los vientos del oeste y los estes polares, en una zona conocida como **bajas presiones subpolares** o de **ciclones migratorios**.
- En las zonas polares se producen las **altas presiones polares**, de origen frío, región de nacimiento de los estes polares, por la divergencia en superficie.

En el esquema de la figura 8.5 se muestra en un corte meridional, la variación típica de presiones en superficie entre el ecuador y los polos, según la descripción anterior.

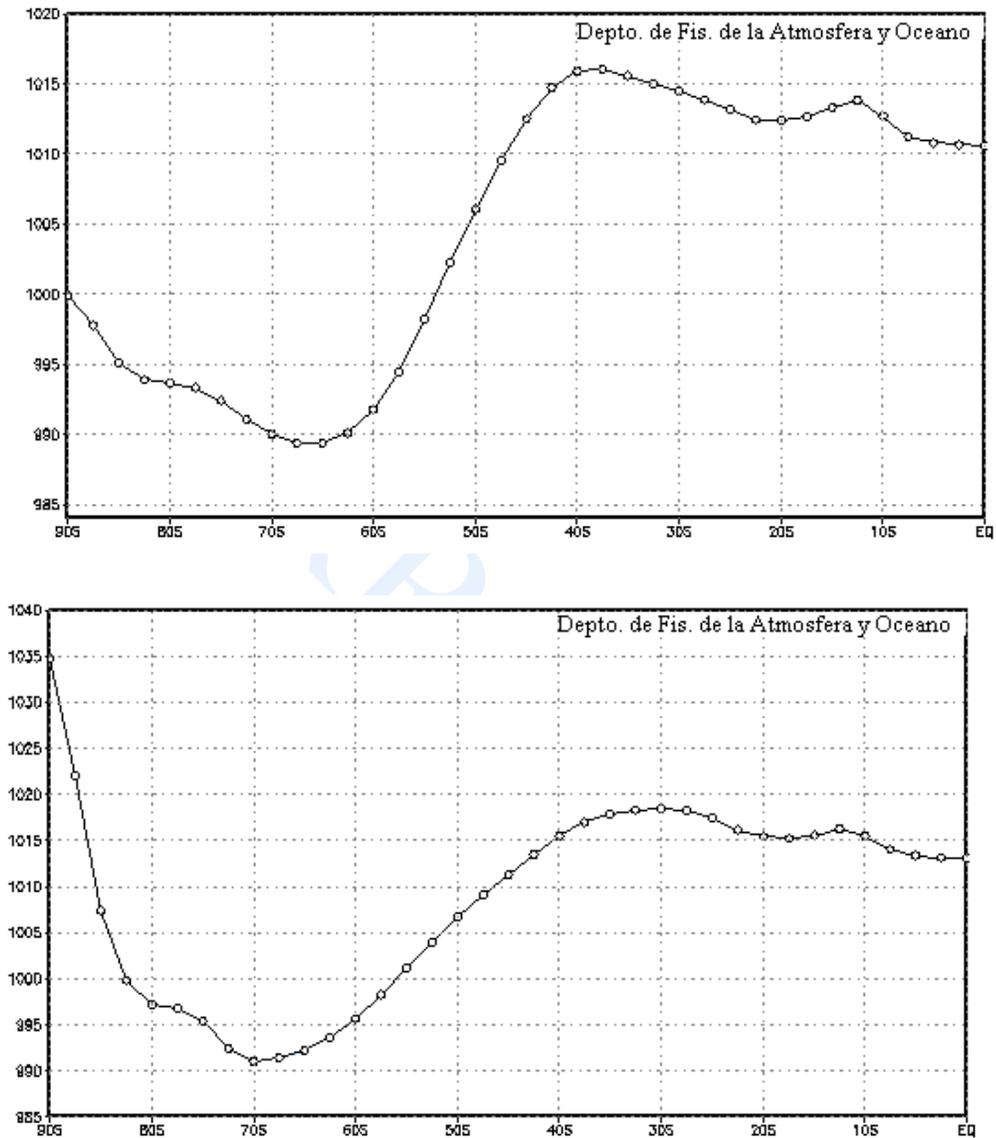
Figura 8.5 Esquema de la variación meridional de presión en superficie.



La situación de una Tierra real es otra, como se puede ver en las figuras 8.4b y 8.6. Con los 51 años de datos de reanálisis, se graficó un corte meridional de presión entre ecuador y el polo sur, en la longitud 75° W, cercano a la costa de Chile, de enero y de julio. En estos gráficos, figura 8.6, se puede destacar diferencias menores respecto al esquema 8.5, por ejemplo entre 10 y 20° sur se observa un máximo secundario de presión, este se produce en la zona altiplánica de Sudamérica por efecto topográfico, se conoce como la *alta de Bolivia*, relacionada con el invierno Boliviano, que se produce en los meses cálidos, cuando la alta de Bolivia se debilita. Este periodo de lluvias se concentra en el verano (diciembre - marzo) cuando llegan a esa zona masas de aire húmedas provenientes desde la cuenca amazónica. Se conoce como el “invierno altiplánico” o en Chile, como el “*invierno boliviano*”. A diferencia de las lluvias asociadas a sistemas frontales, en esta región la precipitación se asocia a la formación de nubosidad cumuliforme durante la tarde, cuando se acentúa el calentamiento del suelo altiplánico por la intensa radiación solar debido a la delgada capa de atmósfera a esa altura, favoreciendo el desarrollo de movimientos ascendentes, formación de Cumulonimbus y lluvia convectiva. Otro rasgo a destacar en los gráficos, es la excesivamente alta presión en el polo sur en julio, ese valor es irreal y muy poco probable en el promedio, se sospecha que es introducido en la base de datos en forma espuria, por el esquema de interpolación del modelo usado para tratar los datos de reanálisis. Esto es un ejemplo del cuidado que se debe tener al hacer un tratamiento de datos reales, además no hay que olvidar que en las zonas polares las observaciones son escasas.

Es claro que la situación real de una Tierra en rotación con distribución de océanos y continentes, modifica el modelo de presiones de superficie, de manera que en lugar de tener franjas latitudinales de presión, se producen celdas semipermanentes de altas y bajas presiones, como se muestra en la figura 8.4b. Además, las variaciones estacionales de temperatura modifican la intensidad de las presiones y su posición, a lo largo del año. El hemisferio sur es menos afectado por este modelo, especialmente entre 35° - 65° S, donde este hemisferio es casi todo océano.

Figura 8.6. Corte meridional de presión ecuador – polo sur en 75° W: superior, enero; inferior, julio.



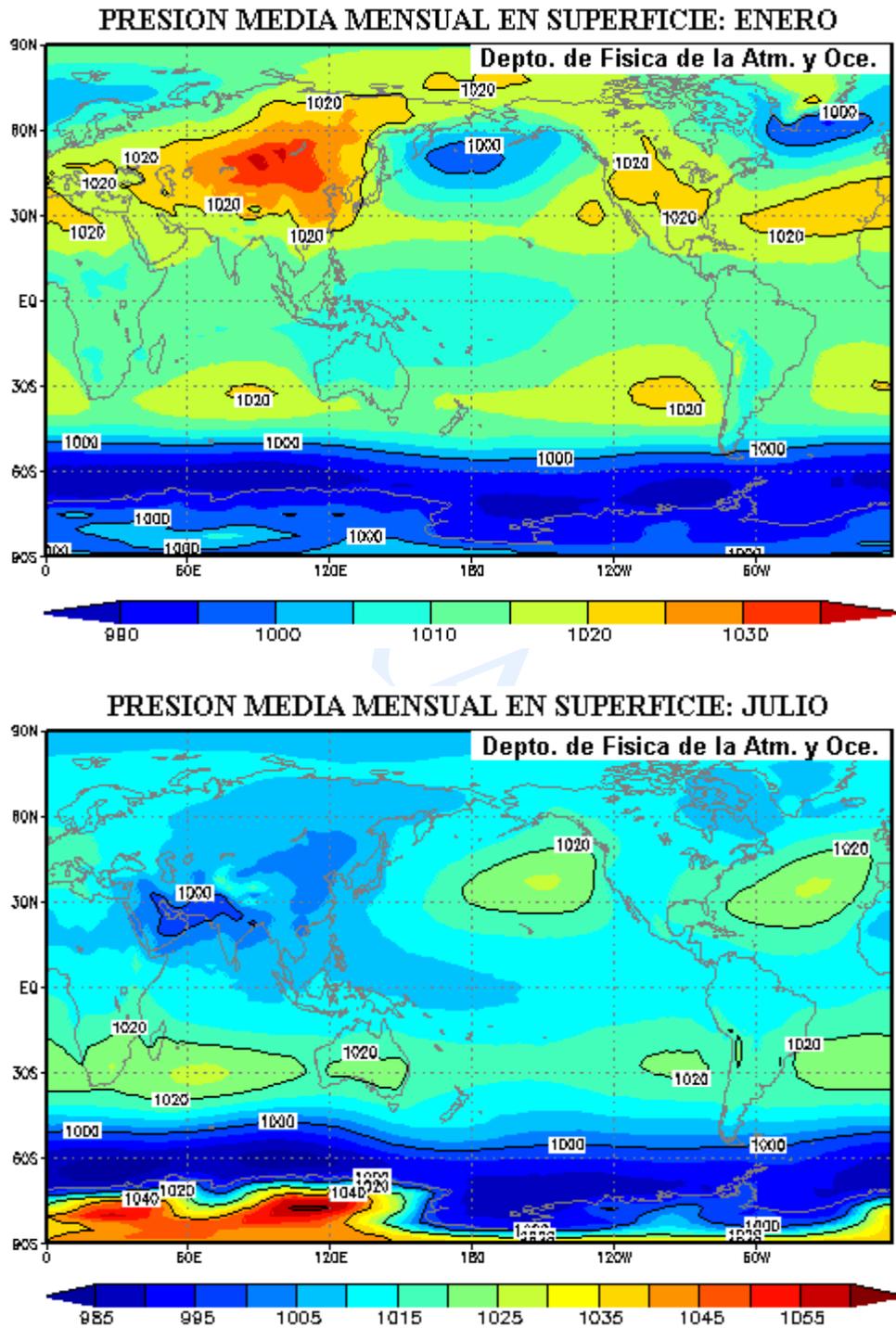
En la figura 8.7 se muestra la distribución global de presiones en superficie. Estos mapas muestran en forma general celdas de presión cerradas en lugar de isobaras zonales. La principal característica de estos mapas son

los centros de altas presiones conocidos ***anticiclones subtropicales semi-permantes*** de latitudes medias, así llamados porque en general climáticamente se alteran muy poco respecto al valor de su presión y de su posición media, aunque meteorológicamente pueden tener grandes variaciones. Se encuentran centrados en los grandes océanos entre 28° y 34° latitud por lo que toman los nombres de los océanos sobre los cuales se ubican, y tienen mayor intensidad en los bordes orientales de los océanos. Estos sistemas son los que definen el clima de las costas occidentales de los continentes en latitudes medias. Ejemplo típico es el clima de la zona central de Chile, que está regulado por el anticiclón subtropical del Pacífico sur, donde con predominio anticiclónico se produce buen tiempo con días soleados en cualquier época del año, pero en invierno las temperaturas pueden llegar a ser muy bajas en estas condiciones, por la pérdida de radiación terrestre nocturna combinada con flujo de aire frío desde latitudes subpolares, formándose una ***onda de frío polar***.

En el lado ecuatorial de los anticiclones de ambos hemisferios, se observa el sistema de bajas presiones ecuatoriales, en la ZCIT, que regula el clima de latitudes tropicales.

En el lado polar de los anticiclones, se observa en la figura 8.7, el sistema de bajas presiones subpolares. En esta franja, meteorológicamente se producen centros cerrados de bajas presiones, conocidos como el cinturón de ***ciclones migratorios***, que forman la región del frente polar, que acompañan en su movimiento a los sistemas frontales de mal tiempo y se caracterizan por ser muy dinámicos, manteniéndose en continuo movimiento alrededor del globo, en promedio de oeste a este. Alternados con los ciclones, se producen centros cerrados fríos de altas presiones, conocidas como altas subpolares frías, que en conjunto forman un dinámico sistema ondulatorio que rodea el globo. Cuando los ciclones migratorios se aproximan al continente, se puede anular el efecto de los anticiclones subtropicales, produciéndose lluvias y temporales. Ejemplo de esta situación es la zona central de Chile, donde se producen los temporales típicos de la estación lluviosa, que se manifiestan con distintos grados de intensidad del viento con dirección predominante del sector norte y diferente cantidad de precipitación.

Figura 8.7



Comparando las variaciones estacionales entre enero y julio, se observa una migración latitudinal de los centros de presión, siguiendo el movimiento aparente del Sol, encontrándose aproximadamente 5° de latitud más cerca del Ecuador en invierno que en verano, de acuerdo a las variaciones estacionales de temperatura. Por ejemplo el anticiclón del Pacífico Sur, cuya posición media es 33° S frente a Chile, se mueve hacia el sur durante el verano ubicándose su centro frente a Concepción (36.8° S) y se debilita por ser mayores las temperaturas en superficie, y en invierno se traslada más hacia el norte ubicándose frente a La Serena (30° S) y se fortalece respecto al verano (figura 8.7). En el hemisferio norte las altas presiones sobre los océanos en invierno, son menores que en verano, pero las altas frías sobre los continentes son muy intensas, como la alta presión de invierno de Siberia, donde normalmente se registran los mas altos valores de presión en superficie, dando promedios superiores a 1030 *hPa*.

Sobre la India en invierno (enero) se tienen altas presiones, pero en verano (julio) se desarrolla una baja muy profunda, generando sistemas de vientos conocidos como los *monzones* de invierno y de verano. El monzón de invierno (enero) es un viento norte desde la India hacia el Océano Indico, que transporta aire seco y frío generando un invierno seco en ese sector, y el monzón de verano (julio) transporta aire húmedo y cálido desde el Océano Indico hacia el continente, produciendo un verano muy lluvioso sobre la India y sur de Asia. El término monzón se usa para referirse a sistemas de viento que sufren una pronunciada inversión estacional en su dirección.

La distribución de océanos y continentes produce las mayores variaciones estacionales en dirección zonal (especialmente en el hemisferio norte), por los grandes contrastes y variaciones estacionales de temperatura entre los océanos y los continentes. Por ejemplo, sobre Sudamérica en verano, por el calentamiento en superficie, se desarrolla un sistema de bajas presiones continentales, que no se observa en invierno, época en la que se produce una tendencia a unirse los anticiclones del Pacífico Sur con el del Atlántico Sur, debido a que el continente sudamericano se encuentra más frío, generándose altas presiones continentales en superficie.

En una escala más pequeña, en época de primavera verano, sobre la costa de la zona central de Chile, ocasionalmente se desarrolla un sistema de mesoescala de bajas presiones, conocido como la *baja costera*, que se produce por el contraste de temperaturas entre el océano y el continente, cuando en días calurosos la tierra se calienta mucho más que el océano; en Concepción se manifiesta con la formación de niebla matinal que durante el día se transforman en nubes stratus.

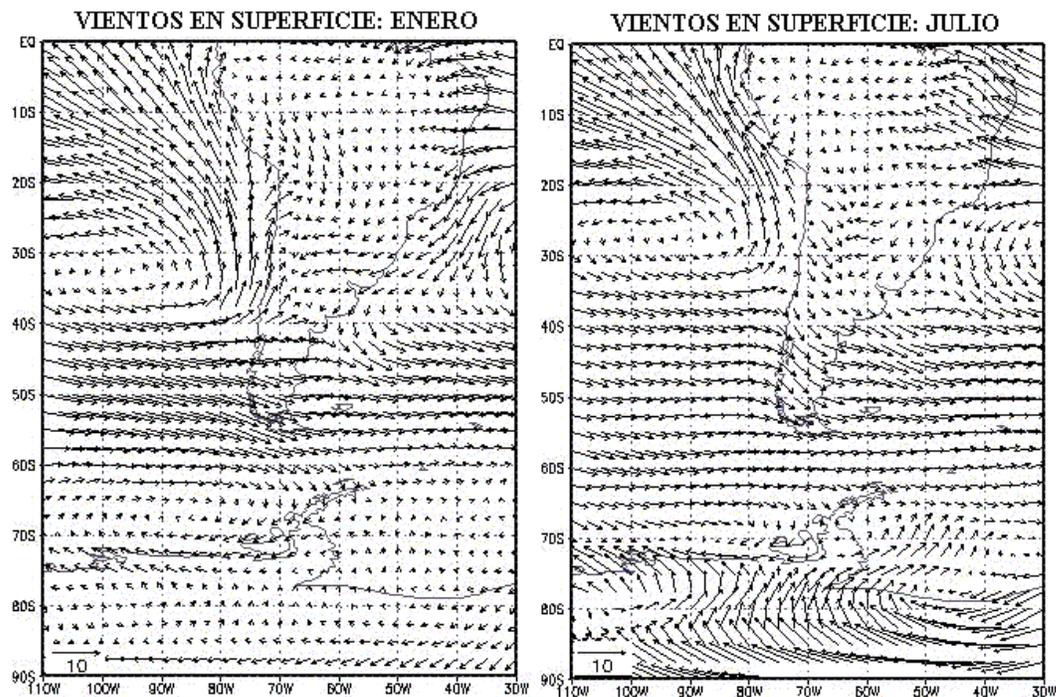
8.4 DISTRIBUCIÓN GLOBAL DE VIENTOS.

Con los 51 años de datos de reanálisis, en el Departamento de Física de la Atmósfera y del Océano de la Universidad de Concepción, se graficó el campo vectorial de vientos medios en superficie. Para claridad de la figura, debido a que los vectores de viento son graficados con una resolución de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ de latitud por longitud, solo se muestra Sudamérica en la figura 8.8, para los meses de enero y julio, pero el resultado es representativo del esquema de circulación global.

La circulación general observada de la atmósfera, se ajusta a la descripción anterior, puesto que en los mapas de la figura 8.8 es posible observar que el campo de viento obedece a la configuración de presiones en superficie. Por ejemplo, se nota claramente la circulación anticiclónica alrededor de las altas presiones subtropicales, o como se orienta el viento del oeste en dirección de las isobaras en la zona de latitudes medias. De los mapas es posible también observar los vientos alisios del sureste en latitudes tropicales, la zona de calmas sobre el anticiclón subtropical del Pacífico sur, los vientos del oeste en latitudes medias y los estes polares en latitudes altas. Se nota además claramente la modificación introducida por el continente sudamericano en este patrón de circulación general, produciendo la desviación del flujo cuando llega al borde costero del continente y disminuyendo su intensidad hacia el centro del continente, por efecto de la fricción en superficie. En el cono sur de América, por una parte el continente se angosta lo suficiente y por otra, la cordillera de Los Andes disminuye de altura, como para producir una menor alteración en los intensos vientos del oeste.

Comparando las variaciones estacionales, el rasgo más característico es la traslación hacia el norte desde el verano hacia el invierno, de los diferentes sistemas de vientos, siguiendo al movimiento aparente del Sol, situación que se nota claramente por ejemplo, en la ubicación de la zona de calmas subtropicales, cuyo centro se encuentra en 32.5° sur en verano y en 27.5° sur en invierno. Se destaca también la intensificación de los este-polares en invierno respecto al verano.

Figura 8.8



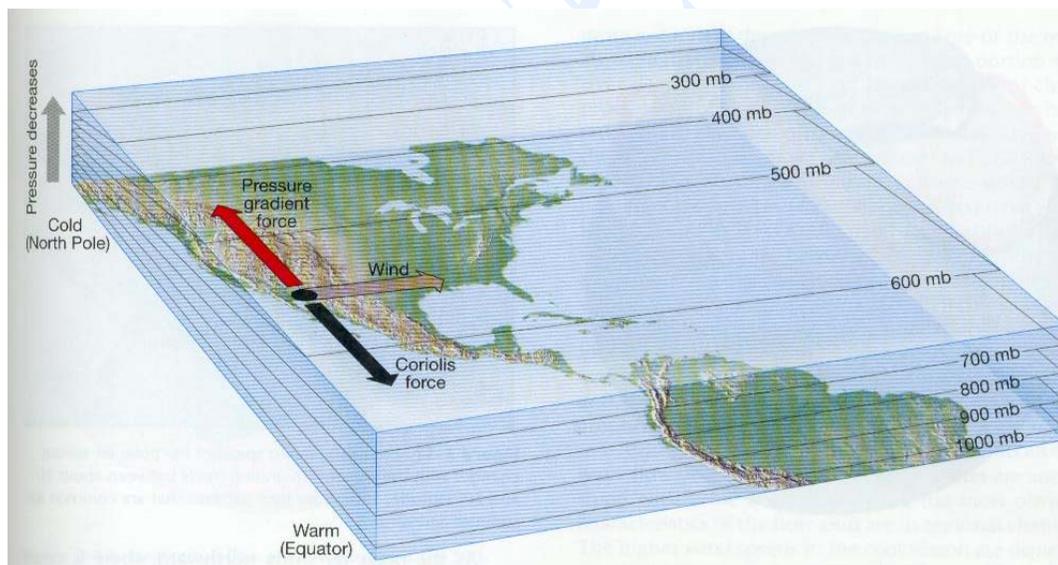
8.5 LOS VIENTOS DEL OESTE O THE WESTERLIES.

Las observaciones aerológicas indican que en casi todas las latitudes, excepto en zonas ecuatoriales donde la fuerza de Coriolis es débil, el viento predominante en la troposfera media y superior es del oeste. ¿Por qué?

Esto se puede explicar en términos de la variación vertical de presión con la latitud.

Recordemos que los vientos se producen por variaciones de presión, las que a su vez se producen por variaciones de temperatura. En el caso de los oestes, son producidos por el contraste de temperatura entre ecuador y polo. En la figura 8.9 se ilustra la distribución latitudinal de presión con la altura: en los trópicos cálidos la presión disminuye más gradualmente en la columna de aire, que en las zonas polares más frías y densas. Por lo tanto, en un mismo nivel, sobre los trópicos se tienen presiones más altas que en zonas polares. Esto produce en un nivel de altura fijo un gradiente de presión desde el ecuador hacia los polos. El aire tropical se movería hacia los polos por efecto de esta fuerza de presión, pero la fuerza de Coriolis cambia la dirección del flujo. Cuando se alcanza el equilibrio entre ambas fuerzas, se produce el viento con una importante componente hacia el oeste, generándose los *vientos del oeste o westerlies*.

Figura 8.9 Esquema de la variación de presión con la altura y la latitud.

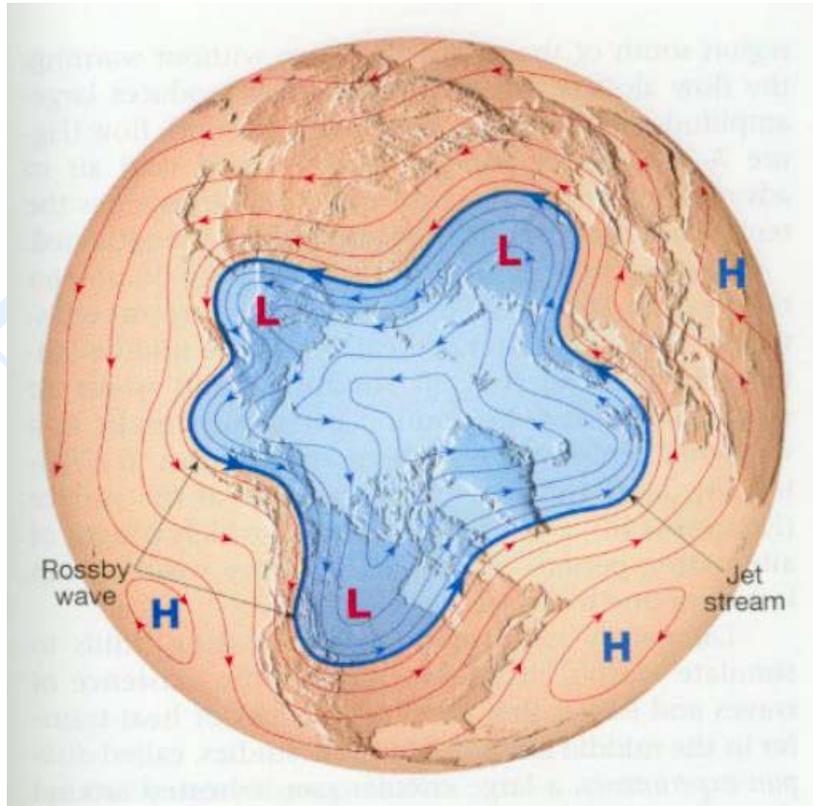


8.5.1 La corriente en chorro o jet.

Como el gradiente de presión ecuador - polo aumenta con la altura, la intensidad de los vientos del oeste aumenta. Inmerso en los oestes se producen angostas franjas de vientos muy intensos, que serpentean por miles de kilómetros de largo como ríos de aire, por esta analogía se les llama **corrientes en chorro o jet**. Se producen a alturas entre 7.5 a 12 kilómetros, con anchuras de entre 100 y más de 500 kilómetros, de espesor vertical 1 a 2 kilómetros, y la rapidez del viento puede ser entre 80 y más de 200 km/h (figura 8.10). Los aviones comerciales aprovechan esas fuertes corrientes para aumentar su rapidez y ahorrar combustible en los vuelos hacia el este alrededor del globo, pero en sentido contrario, o cuando tienen que enfrentarse a ellas para cruzarlas, las evitan por la fuerte turbulencia que podrían generar sobre el avión.

Las corrientes en chorro se producen cuando grandes contrastes de temperatura en superficie pueden originar mayores gradientes de presión en niveles superiores, y por lo tanto aumentan la rapidez del viento. Como los mayores contrastes de temperatura se producen en las zonas frontales (afirmación que se justificara en el capítulo 9), en latitudes medias se produce la **corriente en chorro polar** asociada al frente polar, que serpentea con movimiento neto de oeste a este, pero tomando a veces orientación norte – sur, como se ilustra en la figura 8.10, donde las líneas representan el movimiento del aire y la corriente en chorro la azul gruesa. Por ser frontal, no es continua en torno al globo, se interrumpe en las regiones donde no hay sistemas frontales, y tiene una migración norte - sur de invierno a verano; por esta migración y ubicación se le llama también corriente en chorro de latitudes medias y su intensidad es menor en verano por que el contraste térmico es menor en esta época. La corriente en chorro polar es una componente importante en regular el tiempo de latitudes medias y en proporcionar energía a los temporales de superficie, su identificación es parte importante del pronóstico del tiempo moderno. En latitudes subtropicales existe otra corriente en chorro subtropical, semipermanente, se produce sólo en invierno, entorno a 25° de latitud, alrededor de 12 kilómetros de altura, que es menos conocida.

Figura 8.10 Esquema de la corriente en chorro.



8.5.2 Los oestes y el balance de calor.

Analizaremos la función de los vientos en mantener el balance de calor sobre la Tierra, por transporte de calor desde los trópicos hacia los polos. Aunque el flujo cerca del ecuador es meridional, en otras latitudes es predominantemente zonal, por efecto de la fuerza de Coriolis. Entonces ¿cómo puede el viento zonal transportar calor desde el ecuador hacia los polos o frío desde los polos hacia el ecuador? Los estudios de viento en altura indican que los oestes se mueven en trayectorias ondulatorias alrededor del globo, que permanecen aproximadamente estacionarias. Estas se llaman ondas de Rossby, debido a que fueron descubiertas por el me-

teorólogo sueco Carl-Gustaf Rossby (1898-1957), quien contribuyó a fundar los pilares sobre los cuales descansa la dinámica de fluidos geofísicos. Cuando se intensifican los contrastes de temperatura norte - sur, la amplitud de las ondas crece, el flujo del oeste se hace más ondulante y en ciertas regiones del globo adquiere componente norte - sur, como se observa en la figura 8.10. Esta situación continúa y las ondas se rompen en ciclones, donde se producen fuertes vientos norte - sur, transportando calor en dirección meridional, lo que reduce el contraste de temperatura, y después se restablece el flujo neto del oeste. Estos ciclos son consistentes con periodos alternados de temporales y de buen tiempo, con duración de una a varias semanas. De esta forma es como los vientos del oeste contribuyen a regular el contraste de calor global entre el ecuador y los polos.

8.5.3 Vientos globales y corriente oceánicas.

En la interface océano - atmósfera, la energía del movimiento del aire se transmite al agua de mar por fricción. Así el esfuerzo del viento que sopla sobre los océanos produce el movimiento de la capa superficial de agua, por lo que existe una relación entre la circulación de la atmósfera y la circulación del océano, situación que se puede apreciar al comparar las figuras 4.2 con la 8.8. En la figura 4.2 se esquematiza como al norte y al sur del ecuador se producen las corrientes Nor y Surecuatorial con flujo hacia el oeste, las que adquieren su energía de los vientos alisios, que se observan en la figura 8.8. Por el efecto de Coriolis, esas corrientes se desvían hacia los polos, formándose un movimiento en espiral, en sentido antihorario en el hemisferio sur, centrados en las cuencas de los grandes océanos, alrededor de los sistemas de altas presiones subtropicales.

Las corrientes oceánicas tienen un importante efecto en el clima, por ejemplo las corrientes frías generan los desiertos tropicales a lo largo de las costas oeste de los continentes. Los vientos del oeste sobre el Pacífico Sur generan la corriente de deriva del oeste de latitudes medias, que al llegar a Sudamérica, por efecto de Coriolis y del continente mismo, se desvía hacia el norte frente a Chile, como la corriente fría de Humboldt o de Chile - Perú. La aridez a lo largo de estas costas se intensifica debido a

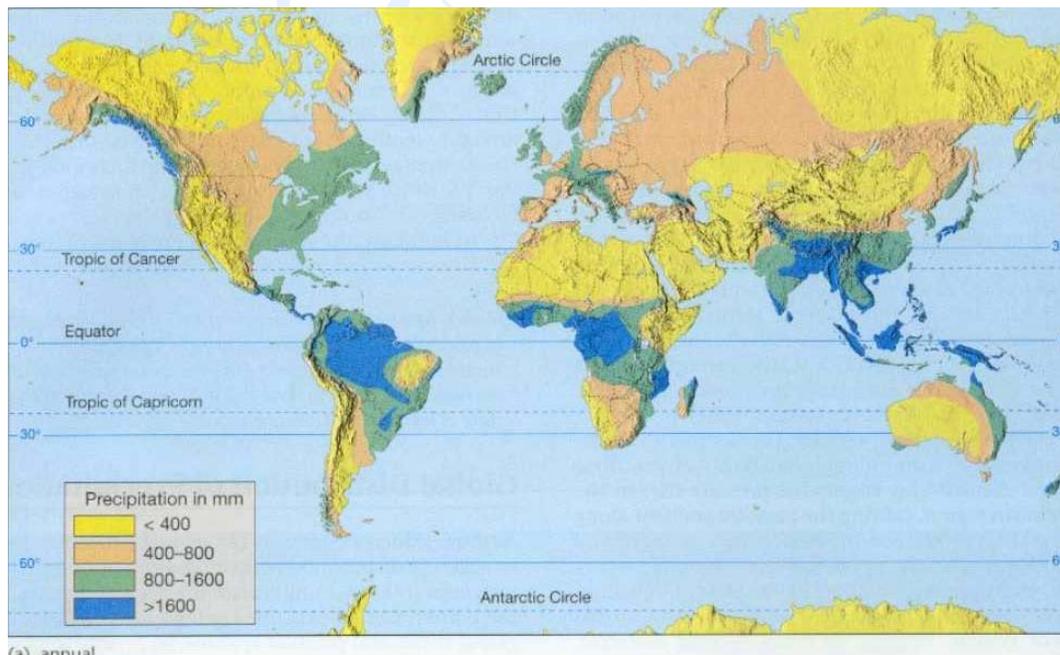
que el aire en capas bajas es más enfriado por la surgencia costera o afloramiento de agua fría desde el fondo del océano hacia la superficie. Cuando esto ocurre, el aire se hace muy estable, evitando el movimiento ascendente necesario para producir nubes y precipitación. Esto ayuda a producir el desierto de Atacama, el más seco del mundo. Por otra parte, la presencia de las corrientes frías hacen que la temperatura descienda a menudo hasta alcanzar el punto de rocío, resultando que las zonas costeras se caractericen por tener alta humedad relativa y se forme niebla. Esto ocurre en la costa del norte de Chile, donde el aire superior cálido y seco por efecto de la subsidencia del anticiclón subtropical del Pacífico sur, se separa del aire marino húmedo de capas bajas enfriado por la corriente de Humboldt, creando una inversión térmica por subsidencia muy estable y persistente, que produce los stratus costeros característicos del norte de Chile, y en ocasiones se forma niebla en los sectores más cercanos a la costa del norte de Chile, conocida como la camanchaca. Las corrientes oceánicas también ayudan a mantener el balance de calor, transportando calor desde las zonas de exceso a las de déficit o viceversa; contribuyen con $\frac{1}{4}$ del total y la atmósfera con los $\frac{3}{4}$ restante.

8.6 DISTRIBUCIÓN GLOBAL DE PRECIPITACIÓN.

Aunque en general la distribución global de precipitación es complicada por ser una variable no continua, se puede explicar en términos de la circulación general de la atmósfera y de los sistemas de presión y de viento globales. En las regiones de altas presiones se tiene subsidencia por efecto de la convergencia en altura, que produce compresión, calentamiento, secamiento y viento divergente en superficie, por lo que son regiones secas. Por el contrario en las áreas de bajas presiones se tiene convección por efecto de la divergencia en niveles superiores, que produce expansión, enfriamiento, condensación y viento convergente en superficie, por lo que en estas áreas se produce abundante precipitación. Pero estos factores de latitud no son los únicos que regulan el régimen de precipitación, influyen también la ubicación geográfica, distribución de océanos y continentes, topografía, tipo de superficie.

Como el aire cálido tiene una mayor capacidad para aceptar humedad comparada con el aire frío, en las latitudes más bajas se produce una mayor cantidad de precipitación, y en las latitudes altas menor precipitación. En la figura 8.11 se muestra la distribución mundial de precipitación media anual sobre las áreas continentales, se observa abundante precipitación en zonas tropicales y muy poca en latitudes altas y en las zonas polares. En latitudes subtropicales se observan regiones con alta precipitación, pero también regiones muy secas, los desiertos, lo que se explica por la distribución de los regímenes de presión y viento global.

Figura 8.11 Distribución global de precipitación media anual.



La distribución de océanos y continentes también influye en los patrones de precipitación. Las grandes masas de tierras en latitudes medias experimentan un aumento de la precipitación desde la costa oeste hacia el interior, a la misma latitud, como se puede apreciar en la figura 8.11. Las cadenas montañosas también alteran el régimen de precipitaciones res-

pecto a lo esperado sólo con la distribución de vientos. A barlovento (desde donde sopla el viento) de las montañas se produce abundante precipitación y a sotavento escasa precipitación. Por ejemplo, como se aprecia en la figura 8.11, en la región de los vientos del oeste, la Patagonia Argentina es una zona desértica, que se encuentra a sotavento de los Andes, en cambio en el Sur de Chile se produce intensa precipitación al oeste de los Andes.

En las regiones subtropicales de los continentes se observa la mayor dispersión en el régimen de precipitación, aquí se encuentran los principales desiertos del mundo, pero también regiones con abundante precipitación. Esto es debido a la influencia de los anticiclones subtropicales, que producen efectos diferentes en sus bordes orientales respecto a los occidentales. La subsidencia es más pronunciada en los bordes orientales de los centros de los anticiclones, generándose una fuerte inversión de temperatura cerca de superficie, que produce una atmósfera muy estable en ese sector. Las corrientes frías de los océanos adyacentes a las costas oeste de los continentes, ayudan a la estabilidad y a crear condiciones secas en las áreas occidentales de los continentes.

Debido a que los anticiclones tienden a ubicarse en los lados orientales de los océanos, los bordes occidentales de los continentes adyacentes a los anticiclones subtropicales son muy áridos. No es sorprendente que en estas regiones de subsidencia centradas en 25° de latitud, en los sectores occidentales de los respectivos continentes, se encuentren los grandes desiertos subtropicales del mundo: el desierto de Atacama en Chile considerado el más seco del mundo, el vasto desierto del Sahara del norte de Africa, el Kalahari o de Namibia del suroeste de Africa, el gran desierto Australiano, el de Baja California del suroeste de Estados Unidos adyacente a México. En estas áreas se encuentran los lugares más calurosos y soleados del mundo. Pero no siempre son cálidos, ya que en las noches de invierno las temperaturas descienden a valores menores que las de congelación, por la enorme pérdida de calor por radiación durante las noches siempre muy despejadas. Tampoco no siempre son claros y soleados, por ejemplo en el más seco de todos, la zona costera del desierto de Atacama, con frecuencia es frío y cubierto de nubes. La fría corriente de

Humboldt hace que las temperaturas en superficie sean bajas y la fuerte subsidencia del anticiclón, producen una marcada y persistente inversión de temperatura, formándose una delgada capa de niebla y estratos debajo de la inversión. Esto puede ocasionalmente producir una muy débil llovizna pero nunca precipitación, lo más común es la formación de la niebla conocida como *camanchaca*.

Los lados occidentales de los anticiclones tienen subsidencia menos importante y es más frecuente encontrar zonas de convergencia con movimientos ascendente. El aire que se mueve grandes distancias sobre los océanos de aguas más cálidas, se carga de humedad y se favorece la inestabilidad. Por lo tanto los bordes orientales de los continentes reciben abundante precipitación todo el año, como se observa por ejemplo en Uruguay y Sur de Brasil, en la figura 8.11.

8.7 PRESIÓN Y VIENTO EN CHILE.

8.7.1 Presión.

La climatología de Chile se caracteriza por la interacción conjunta de los sistemas sinópticos que son el anticiclón del Pacífico Sur, las Bajas Subpolares y la Baja Costera. En la zona norte predomina la acción del anticiclón del Pacífico Sur, generándose buen tiempo con muy escasa precipitación durante todo el año. En cambio la zona sur se encuentra dentro del cinturón de bajas presiones subpolares y del frente polar, por lo que recibe abundante precipitación durante gran parte del año. La zona central de Chile es una región de transición climática, donde se produce el predominio del anticiclón del Pacífico Sur durante el verano, mas intenso mientras mas al norte de esta región nos encontremos, y el efecto de las bajas subpolares durante el invierno. Esto es sin tomar en cuenta fenómenos locales que pueden alterar en forma importante el clima de gran escala y ser determinantes en el clima regional. En la carta sinóptica de la figura 7.1 se pueden ver estos centros de presión, cuyo comportamiento cualitativo se explica a continuación.

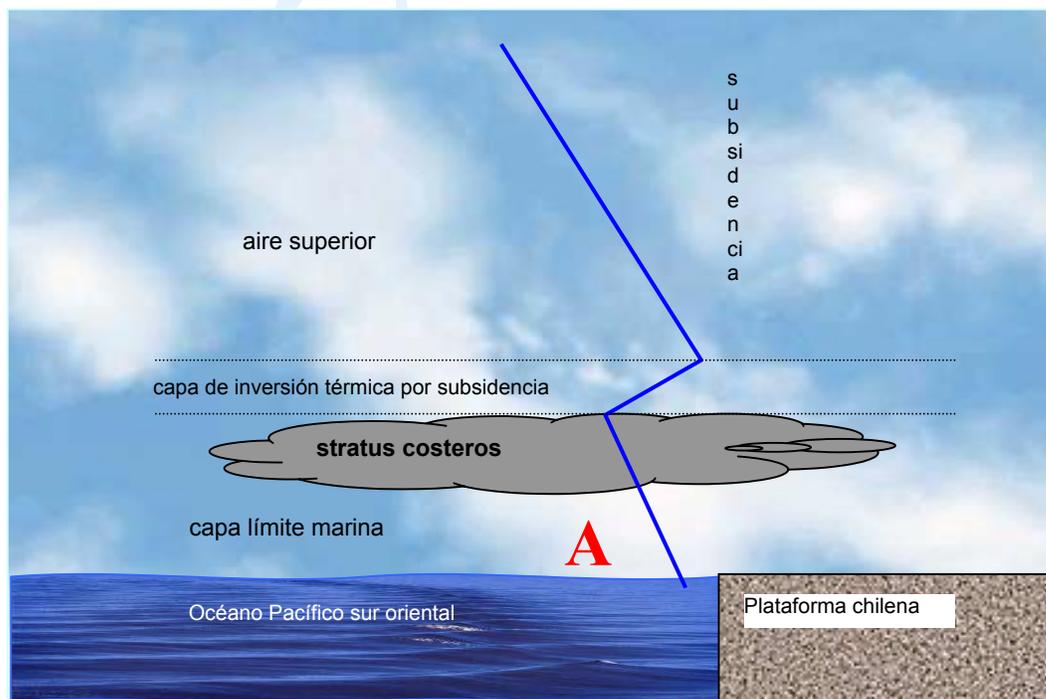
El ***anticiclón del Pacífico sur***, es una manifestación del cinturón de altas presiones subtropicales semipermanente, que se produce como consecuencia de la celda de Hadley. Su centro se ubica en promedio cerca de los 30° sur, 100° oeste, con valores medios de presión de alrededor de los 1024 hPa, extendiéndose el borde sur (no el centro) del anticiclón hasta aproximadamente 45° sur en verano. En el dominio del sector oriental del anticiclón del Pacífico sur, el comportamiento de la atmósfera, cuyo efecto es más notorio en la zona norte de Chile, es de la siguiente forma: en el borde costero, desde superficie y hasta aproximadamente de un km de altura, se produce una capa superficial de aire, fresca por efecto de la corriente de Humboldt y húmeda por la alta evaporación en esa latitud, conocida como la ***capa límite marina***; pero en las capas superiores se tiene subsidencia desde niveles altos de la atmósfera, generándose por compresión y calentamiento adiabático masas de aire seco, de gran estabilidad atmosférica, separadas de la capa límite marina por una delgada capa de inversión que se produce por la diferencia entre las temperaturas de la masa de aire superficial fresca y la masa de aire superior mas cálida, llamada ***capa de inversión térmica*** por subsidencia (ver figura 8.12). Esto es el origen de los stratus costeros y de la camanchaca de la zona norte de Chile mencionada en el punto anterior. Hacia el interior del continente, se diluye el efecto de la capa límite marina, predominando sólo la subsidencia desde niveles superiores, produciéndose el desierto de Atacama, por el mecanismo explicado en el punto 8.5.

En la figura 8.12 se muestra un esquema de la inversión de subsidencia, la línea azul representa la variación de temperatura con la altura y la letra A indica altas presiones; en las observaciones de radiosondeo de Antofagasta, esta inversión se registra prácticamente todos los días.

En el resto del país, por el comportamiento descrito del anticiclón del Pacífico sur, en general en condiciones de predominio anticiclónico se tiene buen tiempo con días soleados en cualquier época del año, pero en invierno las temperaturas pueden llegar a ser muy bajas en estas condiciones, por la pérdida de radiación terrestre nocturna debido a los cielos despejados, combinada con flujo de aire frío desde latitudes subpolares que se produce cuando las altas presiones subpolares frías del frente polar

se unen con el anticiclón del Pacífico sur, de manera que la configuración de isobaras se extiende desde el extremo sur de Sudamérica a lo largo de la costa de Chile, transportando aire frío desde latitudes altas hacia el norte, originándose una **onda de frío polar**, que puede irrumpir hacia el centro de Chile y durar varios días, por la alta estabilidad de la atmósfera en esas condiciones. Pero a veces en los informes del tiempo, cualquier situación de bajas temperaturas de invierno, se reporta erróneamente una onda de frío polar, sin que se tenga la situación sinóptica descrita.

Figura 8.12 Esquema de la inversión de subsidencia en el norte de Chile.



Las **bajas subpolares** generan el cinturón permanente de bajas presiones que rodean la Antártica, con valores que pueden ser inferiores a los 990 hPa, que pueden migrar hacia la zona centro norte de Chile durante el invierno. En este cinturón se ubican los sistemas frontales extratropicales,

que cuando ingresan al continente generalmente lo hacen con abundante precipitación. Superpuesto a estos centros de baja presión se desarrollan centros de altas presiones frías, formando un sistema ondulatorio muy dinámico, que están en continuo movimiento en promedio desde el oeste hacia el este. En la zona central de Chile, se producen los temporales típicos de la estación lluviosa, que se manifiestan con distintos grados de intensidad del viento con dirección predominante del sector norte y diferente cantidad de precipitación, en ocasiones pueden ser muy destructivos, con marejadas en las costas e inundaciones en ciudades y campos. Después que pasa el ciclón, por ejemplo sobre Concepción, y se desplaza hacia el este, paulatinamente se reestablecen las condiciones de buen tiempo con la llegada de las altas frías, que ayudan a la recuperación del anticiclón subtropical del Pacífico sur. Durante el invierno, estos ciclos se repiten aproximadamente cada semana en nuestra región.

La *baja costera, baja térmica o vaguada costera* se desarrolla en la zona central de Chile, preferentemente durante los meses cálidos o en condiciones de altas temperaturas. Se origina sobre la costa de la zona central de Chile, como un sistema de mesoescala de bajas presiones, por el calentamiento diferencial entre el Pacífico y la costa de Chile, debido al contraste de temperaturas entre el océano y el continente, cuando en días calurosos la tierra se calienta mucho más que el océano. Si el aire cálido al elevarse contiene suficiente humedad, durante la noche se puede enfriar hasta alcanzar la temperatura de rocío, formándose al amanecer neblina o niebla, que durante el día se transforman en estratos bajos, característicos de la baja costera. Los stratus se extienden unos 15 - 30 kilómetros hacia el interior del continente, de manera que si en Concepción se tiene la baja costera con cielo cubierto de stratus, es muy probable que desde Hualqui o Florida hacia el este ya no se manifieste, estando estos lugares con cielo despejado y ambiente cálido. Su duración típica es de 3 días, ya que al tercer día la capa de stratus comienza a sentir el efecto de la radiación solar en su tope, disipándose las nubes desde el mediodía del tercer día. Casi nunca produce lluvia, a lo más una ligera llovizna ocasional, pero si se encuentra con un sistema frontal que se aproxime al continente, puede favorecer el desarrollo del frente y producirse la lluvia.

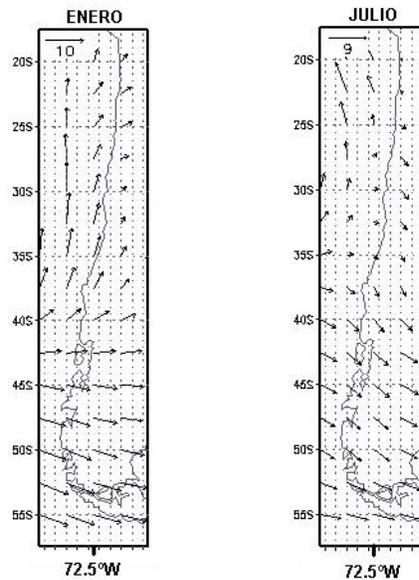
8.7.2 Viento.

En la zona norte y central de Chile, el régimen de viento de gran escala en superficie esta influenciado por el anticiclón subtropical del Pacífico sur. La presencia del anticiclón favorece el flujo de aire con una componente desde el sector sur en el borde costero y áreas oceánicas adyacentes. Al sur de los 40° S, entre el anticiclón y las bajas subpolares, se crea un fuerte gradiente meridional de presión, haciendo que la circulación media sea con vientos intensos desde el oeste. El paso de los sistemas frontales en latitudes medias, interrumpe el flujo del oeste, produciéndose episodios de viento muy intensos con componente predominante del norte. En la figura 8.13 se muestra el campo vectorial de viento medio de enero y de julio a lo largo de Chile, obtenido con los datos de reanálisis; los vectores se grafican cada 2.5°x2.5° de espaciamiento.

A estos regímenes de viento se superponen los de escala menor, que se caracterizan por tener un marcado ciclo diario. Entre estos se destacan las brisas de mar y tierra y las brisas de valle - montaña, que se originan como respuesta al contraste térmico entre el océano y el continente en el primer caso y entre las planicies y las laderas de las montañas en el segundo. En latitudes medias a lo largo de Chile, el régimen de viento esta regulado fundamentalmente por factores de gran escala. Pero la variabilidad interdiaria de la dirección e intensidad del viento esta controlada por las condiciones de tiempo imperantes, atenuándose el ciclo diario.

El comportamiento estacional del viento en estas latitudes también es bien marcado. En primavera - verano predominan las condiciones locales formándose brisas que alcanzan su máxima intensidad en horas de la tarde. En otoño - invierno predominan las condiciones de gran escala, generándose viento predominante del suroeste con condiciones meteorológicas de predominio anticiclónico y vientos con componente del norte bajo predominio ciclónico. Por otro lado, la topografía ejerce una influencia determinante sobre el flujo continental de superficie, obstruyendo o canalizando la circulación atmosférica. La irregularidad de la topografía ejerce además el correspondiente efecto de fricción, que retarda el flujo cerca de superficie y altera su dirección.

Figura 8.13 Vectores de viento en Chile.



8.7.3 Viento en altura.

En la figura 8.14 se describe los valores medios mensuales de la componente zonal del viento, en un corte vertical meridional entre ecuador y el polo sur, para verano e invierno. Las figuras se obtienen usando 51 años de datos de reanálisis del NCEP del período 1948 a 1998, los contornos se dibujan cada 5 m/s; en el eje vertical se tiene presión en hPa en niveles estándar desde 1000 hasta 10 hPa (17 niveles), el eje horizontal es la latitud desde 0° a 90° S, sobre la longitud 75° W, aproximadamente a lo largo de la costa de Chile. Los valores positivos indican viento del oeste, los negativos viento del este y la línea de 0 indica que sobre esa isolinia existe solo componente meridional del viento.

En enero, en latitudes medias, se observa un aumento de la componente zonal del viento con la altura, el máximo de viento (corriente en chorro) se ubica centrado aproximadamente en los 40° S en el nivel 200 hPa. En julio el máximo de viento se centra a la latitud de 25° S en el nivel 200 hPa, por lo que es claro su desplazamiento hacia el norte en invierno y de

mayor intensidad que en verano, pero sobre los 60° S en invierno el viento continua aumentando con la altura, hasta valores superiores a los 60 m/s (200 km/hr). En ambas figuras se puede apreciar la región de vientos del este por los valores negativos de las isolíneas.

La variación vertical de la componente meridional del viento promedio se muestra en la figura 8.15. En este caso los valores positivos indican viento del sur. La interpretación y análisis se deja al alumno.

Figura 8.14 Componente zonal del viento en 75° W.

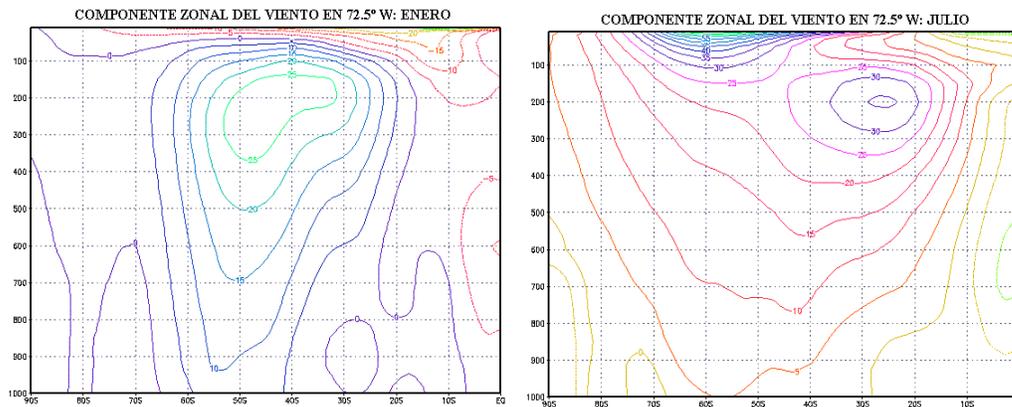
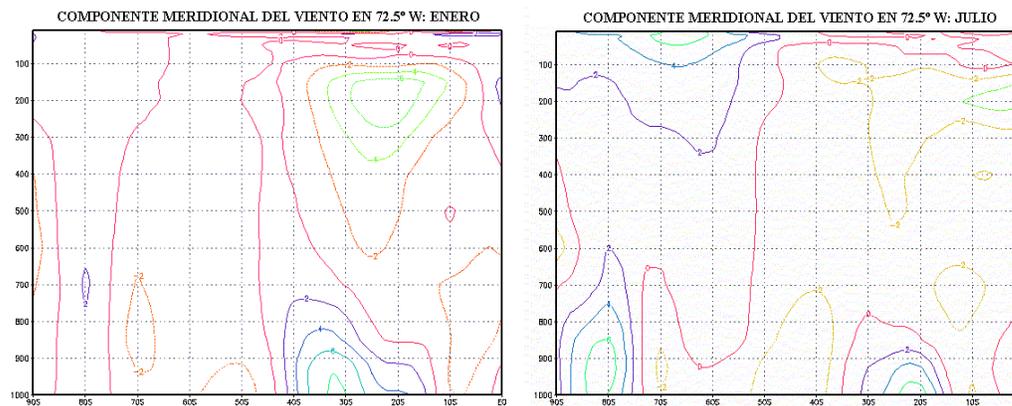


Figura 8.15 Componente meridional del viento en 75° W.



8.8 PRECIPITACIÓN EN CHILE.

Chile tiene los mas variados regímenes de precipitación, desde el desierto mas seco del mundo hasta una de las regiones mas lluviosas del planeta. En Arica (18.4° S) se registra la menor cantidad de lluvia sobre ciudades del planeta con un valor climático de sólo 0.5 mm anuales, y el lugar más lluvioso de Chile se encuentra en Isla Guarello (50.3° S), con 7500 mm anuales, donde llueve prácticamente todos los días del año.

En el extremo norte de Chile el clima se caracteriza, por condiciones de extrema sequía sobre el desierto de Atacama, que es uno de los mas secos del planeta, donde hay lugares en los cuales nunca se ha registrado precipitación desde que se hacen mediciones. En el sector altiplánico del norte de Chile, se produce el invierno boliviano, con lluvias durante los meses de verano. En la zona central existe una marcada estación de lluvias invernal, producidas por el paso de los sistemas frontales asociados a las bajas subpolares. El avance hacia el norte de los frentes depende en gran parte de la posición e intensidad del anticiclón del Pacífico sur y de la magnitud y fortaleza de los sistemas frontales. La variabilidad interanual de la precipitación en la zona central de Chile es alta, haciendo que la duración de la estación lluviosa sea del orden de dos a tres meses en el sector mas al norte de la influencia de los sistemas frontales, aumentando paulatinamente hacia el sur tanto la duración como la intensidad, con periodos de hasta nueve meses de lluvia en la zona sur de Chile. En los archipiélagos del sur de Chile, se encuentra la zona de mayor cantidad de precipitación del país y uno de los lugares lluviosos del planeta.

A lo largo de Chile, es posible distinguir zonas con diferentes cantidades de precipitación, cuyos límites geográficos y valores aproximados son los siguientes: el extremo norte donde la precipitación es casi nula; la zona norte donde predomina el efecto del anticiclón del Pacífico Sur, con escasa precipitación, menor que 10 mm anuales al norte de Copiapó; la zona centro norte entre La Serena y Santiago, donde el efecto del anticiclón es alterado en época de invierno por la migración hacia el norte de los sistemas frontales, con precipitaciones menores que 350 mm anuales; la zo-

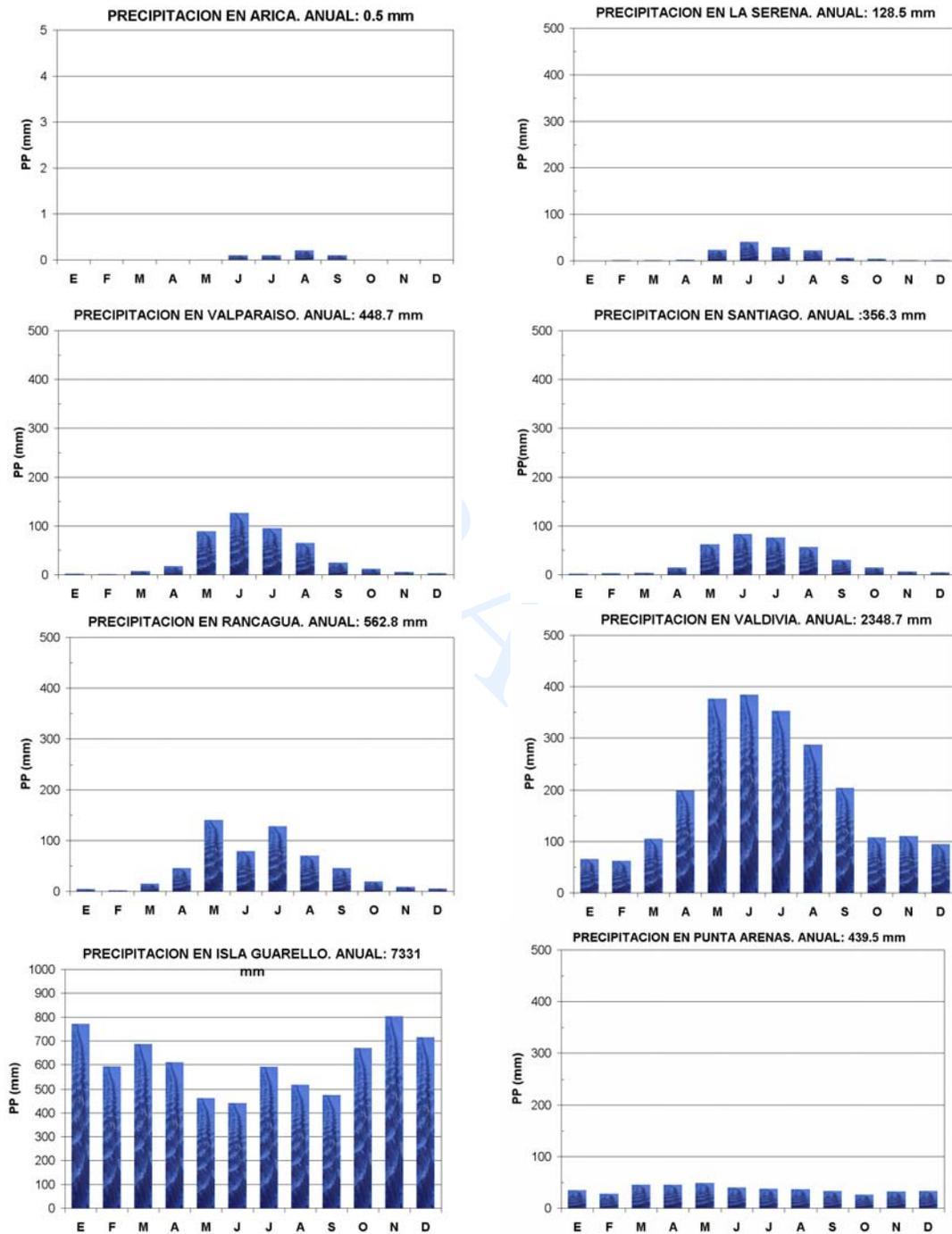
na centro sur entre Rancagua y Chiloé donde en época de invierno predomina la presencia de los sistemas frontales, mas activos e intensos mientras mas al sur se encuentren, con precipitaciones entre 500 y mas de 2000 mm anuales; la zona sur de Chile, donde la región de los fiordos es la más lluviosa del país y una de las más lluviosas del mundo, con precipitaciones de hasta mas de 7000 mm anuales; y el extremo sur de Chile con precipitaciones menores que 500 mm anuales. En la figura 8.16 se muestra la precipitación media mensual en diferentes lugares a lo largo de Chile, tomar la precaución de que la escala de precipitación no es la misma en Arica y Guarello respecto a las otras estaciones.

Por influencias de escala global, puede ocurrir que se produzcan situaciones extremas de exceso o déficit de precipitación en años determinados. Las situaciones pluviométricas extremas en Chile central, son en parte consecuencias de anomalías que se producen en el acoplamiento del sistema océano-atmósfera en el Pacífico ecuatorial central, asociados a los fenómenos de El Niño – Oscilación del Sur (ENSO). Durante el Niño se registra un aumento de la precipitación en Chile central, por efecto de situaciones de bloqueo atmosférico que se desarrollan al suroeste del extremo sur de América. Por el contrario, durante la Niña, se producen condiciones de déficit de precipitaciones. El efecto del ENSO sobre las precipitaciones en Chile central se analiza en el capítulo 11.

8.9 PRECIPITACIÓN EN CONCEPCIÓN.

En la figura 8.17 se muestra el régimen de precipitaciones promedio mensual de Concepción, para el período desde 1965 al 2000, con datos del Departamento de Física de la Atmósfera y del Océano de la Universidad de Concepción. El valor climático registra un promedio anual del orden de 1200 mm, distribuidas con 140 mm entre enero y abril, 830 mm entre mayo y agosto y 230 mm entre septiembre y diciembre. Climáticamente el mes mas seco es febrero con 16 mm y el mas lluvioso es junio con 247 mm. En Concepción la estación de lluvias frecuentes e intensas se extiende aproximadamente desde la segunda quincena de mayo hasta principios de septiembre.

Figura 8.16 Precipitación en estaciones chilenas.



En la figura 8.18 se muestra la precipitación horaria para los días 21 de junio y 21 de diciembre del 2000 en Concepción. En el solsticio de invierno se observa que hubo indicios de precipitación durante todo el día, pero la lluvia se desato en forma sostenida a partir de las 20 horas, y continúa al día siguiente según consta en el registro de nuestra estación. Este comportamiento de la precipitación y la cantidad es mas o menos lo esperado para los eventos de lluvia en nuestra zona, aunque en este evento solo se tuvo amenaza de lluvia gran parte del día. En el solsticio de verano de esta fecha en particular no se registro precipitación. Esta situación confirma las hipótesis realizadas en los capítulos anteriores respecto a las otras variables para este día, se recomienda comparar esta figura con la de los capítulos anteriores.

Figura 8.17

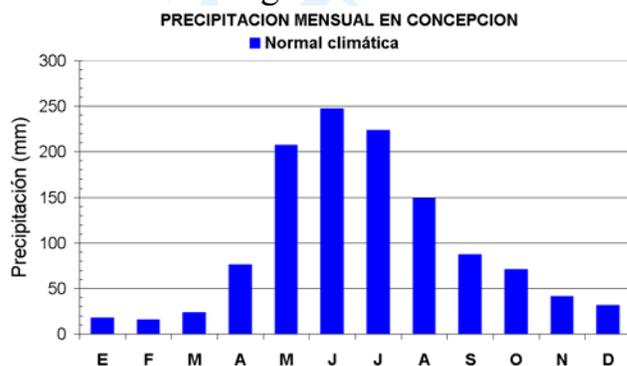
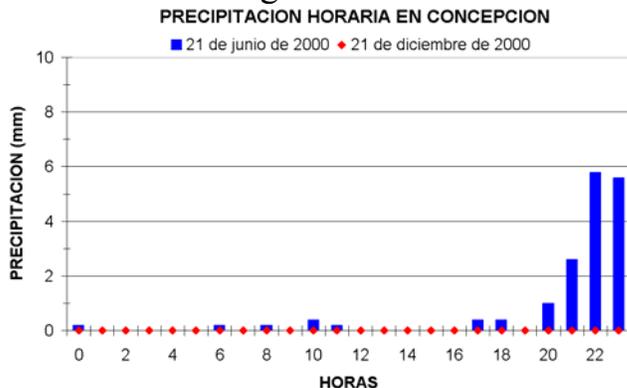


Figura 8.18



PREGUNTAS.

1. Mencionar las diferentes escalas de movimiento y dar algunos ejemplos.
2. Comentar las similitudes y/o diferencias que pueden encontrarse al comparar una carta de tiempo diaria con el mapa de presiones medias mensuales.
3. Describir el modelo idealizado de circulación global para una Tierra con rotación, en superficie y en la vertical.
4. Describir el esquema más real de la circulación global para la Tierra considerando distribución de océanos y continentes.
5. ¿Cuál es el mecanismo de formación de los monzones?
6. ¿Por qué el flujo de altura es predominantemente del oeste?
7. Comentar el comportamiento de la corriente en chorro.
8. Analizar la importancia del viento en altura en la distribución global de energía.
9. Describir los factores que regulan el clima a lo largo de Chile.
10. Aparte de la distribución de vientos y presión en superficie ¿qué otros factores influyen en la distribución global de precipitación?
11. De acuerdo a lo que usted sabe de la distribución global de precipitación, describir cualitativamente regímenes anuales de precipitación a lo largo de la costa de Sudamérica en algún lugar de: Colombia, Ecuador, Perú, Antofagasta, Concepción, Valdivia, Punta Arenas. Bosquejar un gráfico de promedios mensuales de precipitación, donde se ilustre la variación anual.

Cap. 8 Circulación de la atmósfera.

12. Describir el comportamiento de la componente meridional del viento sobre Chile.
13. Hacer el gráfico con los valores de precipitación normal anual para las distintas ciudades de Chile, que se indican en la tabla 8.2.

Tabla 8.2

CIUDADES	Latitud S	Longitud W	Precip. (mm)
Arica	18°20'	70°20'	0.5
Iquique	20°32'	70°11'	0.6
Calama	22°29'	68°54'	5.7
Antofagasta	23°26'	70°26'	1.7
Copiapó	27°18'	70°25'	12.0
Vallenar	28°35'	70°46'	31.6
La Serena	29°54'	71°12'	78.5
Valparaíso	33°01'	71°38'	372.5
Santiago	33°23'	70°47'	312.5
Curicó	34°58'	71°14'	701.9
Juan Fernández	33°40'	78°59'	1041.5
Chillán	36°34'	72°02'	1107.0
Concepción	36°47'	73°02'	1192.6
Temuco	38°45'	72°38'	1157.4
Valdivia	39°37'	73°05'	1871.0
Osorno	40°36'	73°03'	1331.8
Puerto Montt	41°25'	73°05'	1802.5
Coyhaique	45°33'	72°02'	1205.9
Balmaceda	45°55'	71°41'	611.6
Isla Guarello	50°15'	75°25'	7500.0
Punta Arenas	53°00'	70°51'	375.7