

12. COMPONENTE GEOGRÁFICA DEL CLIMA

1. PROCESOS DE CALENTAMIENTO Y ENFRIAMIENTO.

El régimen global de circulación de aire origina los principales sistemas de vientos, como son los vientos alisios, de los oestes y los polares del este, pero a escala espacial menor (mesoescala y/o escala local) el calentamiento diferencial y el ascenso forzado por la topografía, provoca la aparición de otro tipo de vientos llamados **vientos locales**, como son los monzones, viento zonda, foehn, mistral, bora, chinook, etc.

Cuando el viento sopla sobre las montañas y desciende por la otra cara origina altas presiones y cielos despejados. Esta compresión del aire también eleva la temperatura y produce un viento más cálido. Alrededor del mundo existen varios ejemplos de vientos descendentes cálidos, entre los que se destaca el viento zonda, el chinook de la cara este de las montañas rocosas y el foehn en Suiza. Dichos vientos derriban la nieve con facilidad y propician la sequía orográfica.

El viento que recorre los valles gana velocidad, al igual que cuando se aprieta el extremo de una manguera sale un chorro de agua mas potente Entre los vientos locales, el más conocido es el **Foehn**. Los vientos locales se presentan en todo el mundo, especialmente en zonas en las cuales las corrientes de aire son elevadas o desviadas por obstáculos orográficos. No sólo existe el foehn dirigido de sur a norte, sino que también hay foehn norte en la cara sur de los Alpes. Aporta aire caliente a la cuenca mediterránea. Un viento local típico en el Adriático es el **Bora**, un viento seco y a menudo relativamente frío, que sopla de las peladas laderas de las montañas costeras dalmatas y albanas hacia el mar. El Bora es un viento local tormentoso, que contribuye mucho para la navegación deportiva en el Adriático. El Bora se origina de diversas situaciones meteorológicas. Así, en invierno por un anticiclón sobre la península balcánica y este de Europa. El tiempo es bueno, seco y frío. El mecanismo de formación es la diferencia térmica entre las alturas de las montañas costeras y el mar caliente. El **Mistral** es el viento local de la costa sur francesa, un viento del norte frío y seco de la zona de la desembocadura del Ródano entre Aviñon y Marsella. La causa de formación es la baja presión sobre el mar caliente y la alta presión sobre los montes Cevennes y los Alpes franceses con aire frío y seco durante el invierno. La borrasca absorbe el aire de la tierra directamente, ya que la corriente en el valle del Rodano se intensifica en forma de una reacción. El **Siroco** es un viento local de la costa norteafricana, que aporta vientos cálidos y relativamente secos procedentes del desierto del Sahara al Mediterráneo. La causa de su formación es una baja presión sobre el mar. La tormenta absorbe el aire de las alturas de la cordillera del Atlas. El siroco arrastra a menudo consigo polvo y arena del Sahara. Sus estribaciones alcanzan en

ocasiones a centro-Europa. Dichos vientos recogen la humedad del mar y cuando llegan a Europa, son cálidos y húmedos. El **Khamsin** que también se origina en el Sahara, lleva aire caliente y seco al sur de Egipto y suele afectar los cultivos en Sudán e Etiopía.



Figura 1. Vientos locales más conocidos a nivel mundial

2. CIRCULACIÓN TÉRMICA DIARIA EN ISLAS, COSTAS, VALLES Y PENDIENTES.

Volviendo una vez más al caso de una atmósfera barotrópica, es importante ver que ocurre a la salida del sol en las laderas orientales de las sierras y cordilleras, suponiendo que en los alrededores de estos hay terrenos llanos. Cuando el sol sale, obviamente, se halla a una altura despreciable y sus rayos son casi paralelos a la superficie del suelo, pero en las laderas orientales de sierras y cordilleras el ángulo de incidencia es mayor, y por lo tanto el calentamiento también es más notable; con lo que el aire en contacto con este sector de la montaña también se calentará más que el aire que se encuentra a la misma altitud sobre el terreno llano que las rodea. En consecuencia, el transporte de calor desde abajo hacia arriba también es mayor sobre las laderas insoladas que a un mismo nivel sobre el llano.

Cuando en un punto no hay modificación alguna por la salida del sol es porque el mismo está a cierta altura sobre la llanura, mientras que en la ladera ya hay convección activa. Esta convección se puede descomponer en una componente tangencial hacia arriba de la ladera y otra normal a la misma, resultando la componente tangencial la responsable de una brisa ascendente llamada comúnmente **brisa de valle** (ver figura 2).

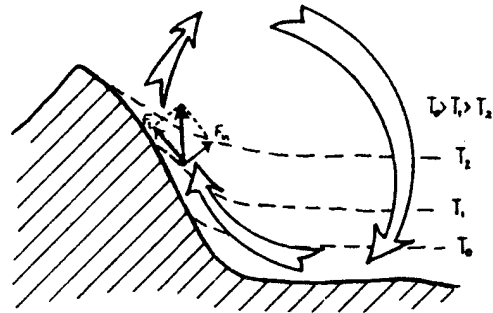


Figura 2. Brisa del Valle.

Cuando la llanura comienza a calentarse se perturban las capas mas bajas, pero ya en las laderas, desde bastante tiempo antes, se tiene un calentamiento mayor que da origen a una zona de convección activa muy desarrollada, lo que de alguna manera evita que se produzcan ascensos de aire sobre el terreno llano. De esta forma se inducen los movimientos horizontales hacia las montañas alimentando la brisa de valle, a la vez que esta tiende a aumentar de intensidad o medida que aumenta la altura.

En la zona alta habrá divergencia y se originará un descenso sobre la zona llana, para alimentar así al valle y tener la circulación completa.

Esta brisa se va generalizando a todas las laderas iluminadas directamente por el sol a lo largo del día, pero aquí también como en el caso de la brisa de mar, la máxima intensidad del viento se produce durante un par de horas luego del máximo calentamiento y deteniéndose aproximadamente a la puesta del sol.

De noche el proceso es inverso y el viento sopla desde las montañas hacia el valle, y en general es menos intenso que la brisa de valle, dada la cantidad de energía disponible durante el día. Sin embargo este viento, que es llamado **brisa de montaña**, en ocasiones puede soplar con singular intensidad y causar serios trastornos en el valle.

Lo brisa de montaña se desencadenó cuando el aire que está en contacto con montaña comienza a enfriarse más que el que se encuentra al mismo nivel pero el terreno llano. Este enfriamiento causa un incremento de la densidad que da origen a los movimientos de descenso, derramándose el aire sobre las laderas hacia el valle; a estos vientos también se los suele llamar catabáticos (figura 3).

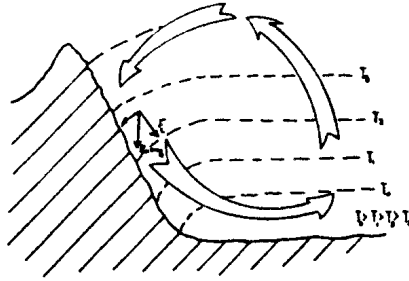


Figura 3. Brisa nocturna o de Montaña

Pese a que el aire en su descenso se va calentando adiabáticamente, puede ocurrir que llegue al valle más frío que la temperatura del lugar; pudiendo soplar con suma violencia. Si por el contrario el aire llega a igual o mayor temperatura, el viento tenderá a frenarse y solo se mantendrá porque es alimentado desde las zonas altas de las montañas. Indudablemente que en este caso también hay que tener en cuenta el gradiente bórico general, que inducirá a ciertos movimientos que pueden frenar o no las brisas. Si el gradiente coincide con la fuerza tangencial que da origen al movimiento, este se verá intensificado; si por el contrario el gradiente de presión es opuesto al de la fuerza tangencial, el viento resultante será menor debido a la fuerza tangencial únicamente, o soplará en sentido contrario a esta si la fuerza debida al gradiente de presión es muy grande.

3. BRISA MARINA Y TERRESTRE.

La brisa de mar es el viento que sopla del mar hacia la tierra y es producida por el calentamiento diferencial entre las superficies del mar y la terrestre. La temperatura de la superficie del mar no se eleva tan rápido como la de la tierra debido a la mayor capacidad calórica del agua. Aparece al final de la mañana, alcanzando su máxima intensidad al comienzo de la tarde. Se observa la formación de cúmulus sobre tierra y la desaparición de ellos sobre el mar. Primero, la brisa de mar es aproximadamente perpendicular a la línea de la costa debido a la dirección del gradiente de presión, y durante la tarde, aparece el cambio gradual de la dirección por el efecto de la fuerza de Coriolis y de la fricción. Luego, la brisa de mar disminuye progresivamente hacia la noche.

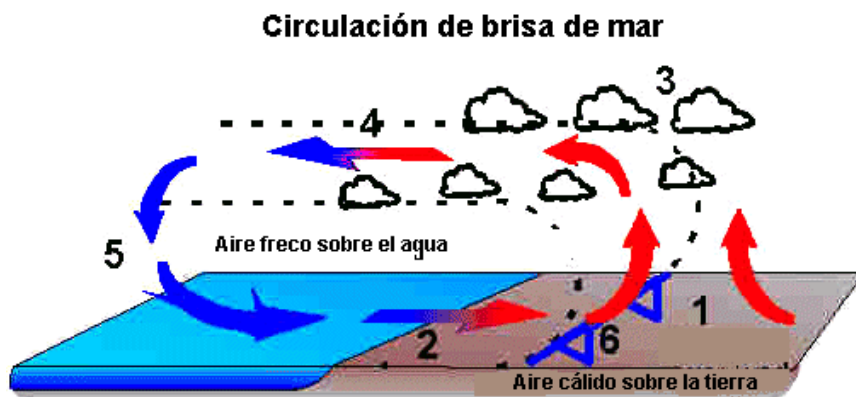


Figura 4. Circulación de la brisa de mar durante el día. Se eleva el aire cálido sobre la tierra (1) , la brisa de mar se mueve sobre la tierra (2), desarrollo de cúmulos que se mueven hacia el mar (3), brisa de tierra en altura (4), el aire frío desciende sobre el agua (5), frente de brisa de mar en mesoescala (6).

A la noche, el continente y el mar se enfrían a través de la pérdida radiativa provocando un enfriamiento de las capas de aire adyacentes, que será más intenso sobre el continente. Se genera una masa de aire más fría sobre el continente que invade el océano, desarrollándose una circulación en sentido inverso que es la brisa terrestre.

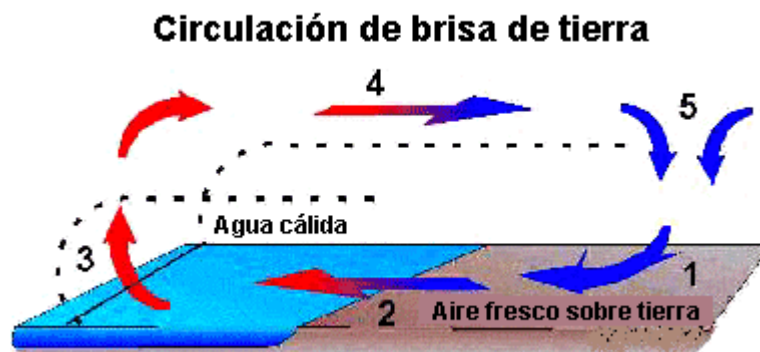


Figura 5. Circulación de brisa de tierra durante la noche. Aire fresco sobre la tierra (1), la brisa de tierra se mueve hacia el mar (2), el agua relativamente cálida calienta el aire que asciende (3), brisa de mar en altura (4) y el aire fresco desciende sobre la tierra (5).

La intensidad de la brisa marítima es mayor que la de la terrestre pues el calentamiento durante el día incrementa la inestabilidad, mientras que el enfriamiento nocturno provoca una inmediata estabilización de las capas cercanas al suelo.

Esta circulación térmica es influenciada por la topografía, la curvatura de la costa, la altitud, la presencia de urbanización y principalmente por las condiciones sinópticas y de circulación general. En general la intensidad de la brisa marítima aumenta al disminuir la latitud, volviéndose más fuerte en las regiones subtropicales y tropicales debido al superávit radiativo. También, estos sistemas se incrementan con la disminución de la nubosidad y de las perturbaciones de la escala sinóptica o de gran escala.

3.1 Extensión horizontal y vertical de las brisas marítima y terrestre

La altura de la capa donde se produce la brisa marítima varía con las condiciones climáticas y locales. Los rangos de altura varían desde 150 m sobre lagos hasta 200-500 m sobre grandes lagos y zonas litorales. En climas subtropicales puede alcanzar los 1000 m y de 1300 a 1400 m en costas de regiones tropicales. La intensidad de la brisa junto a lagos y costas de mar de zonas templadas es débil (1-3 en la escala Beaufort). Sin embargo, un incremento significativo sucede sobre costas con corrientes oceánicas frías.

La intensidad horizontal característica de la brisa es del orden de metros por segundo, en cuanto la velocidad vertical es de centímetros por segundo. El rango horizontal de la brisa marítima sobre tierra es estimado entre 15 y 50 km en las zonas templadas. El alcance horizontal de la brisa terrestre es siempre menor, siendo en zonas templadas 10 km.

La brisa marítima al penetrar en el continente trae consigo aire marítimo relativamente más frío y más húmedo, de modo que los cambios bruscos observados en la dirección del viento son acompañados de variaciones análogas en los registros de temperatura y humedad. Esto genera el surgimiento de actividad convectiva que, especialmente en verano, pueden llevar a la ocurrencia de chaparrones de lluvia al final de la tarde.

La brisa en todas las regiones es función de la hora del día, ya que es una consecuencia de la variación diurna de la temperatura. En general la brisa marítima comienza entre las 10 y 11 horas y alcanza su máxima intensidad entre las 13 y 14 horas, y decrece hasta las 20 horas cuando es sustituida por la brisa terrestre. En nuestra costa atlántica tenemos mayores temperaturas del aire con respecto al agua en el verano, con 1.3 °C en promedio para diciembre. Sin embargo, las diferencias mayores de temperatura se observan a lo largo del día, con diferencias del orden de los 10 °C.

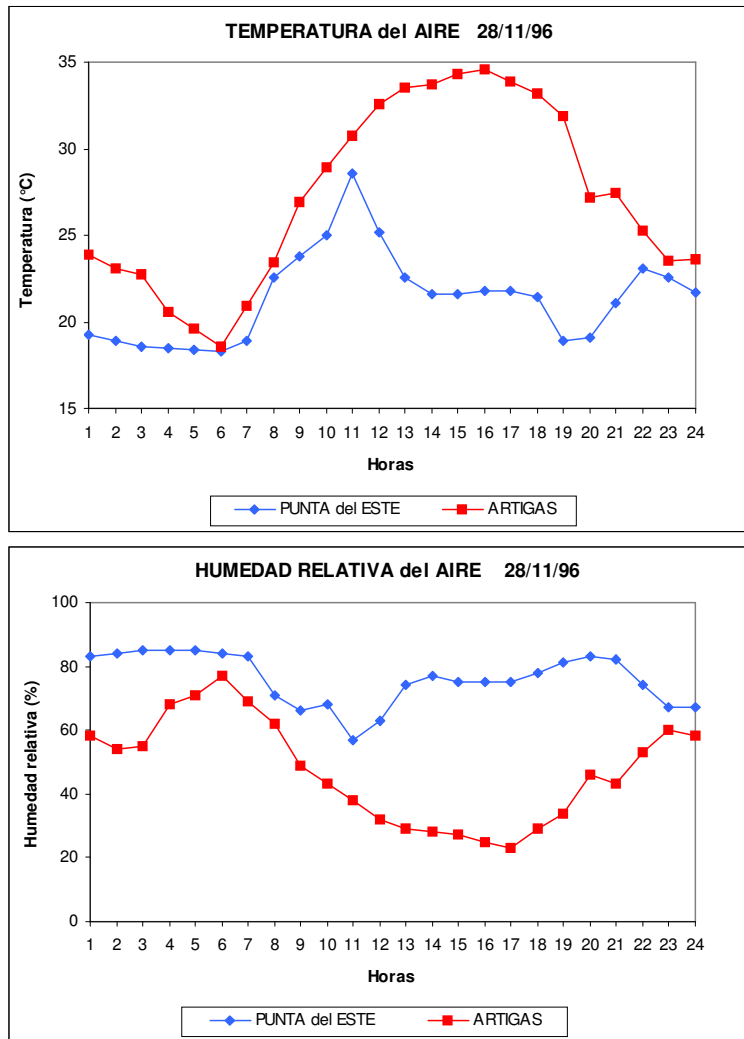


Figura 6. Comportamiento de la temperatura y de la humedad en presencia de brisa

3.2. Importancia de la brisa marítima y terrestre

La brisa tiene un profundo efecto sobre la distribución de humedad en las áreas costeras y también en la formación de cúmulos de convección sobre tierra a lo largo de la costa, influenciando por lo tanto el campo de precipitación. La brisa marítima tiende a ser un alivio para evitar altos niveles de sensación térmica sobre una ciudad costera, en el verano. Las zonas más expuestas serán las próximas a un eje perpendicular a la línea de la costa y que se adentra hacia la tierra.

Asimismo, las ciudades del litoral situadas junto a cadenas de montañas tienen a recibir la precipitación orográfica debida a la circulación de la brisa marítima. La única fuente de humedad atmosférica proviene de la brisa marítima en las costas bañadas por corrientes frías donde generalmente el terreno es árido.

4. MONZONES.

Muchas áreas se ven afectadas por los monzones, incluido el suroeste de EE.UU. y Chile, pero los monzones más fuertes se dan en el sur de Asia, en el norte de Australia y en África. Los monzones traen grandes cantidades de lluvia y pueden provocar graves inundaciones. En Bangladesh, India y el sudeste de Asia todos los años se producen miles de muertes como consecuencia de las mismas.

El monzón más impresionante es el de la India. En invierno, cuando el sol está relativamente bajo, el aire de Siberia (al norte del altiplano del Tíbet) se enfría de forma espectacular y produce fuertes anticiclones que levantan vientos del noreste que recorren la India y llegan hasta el mar disipando nubes y lluvia. En verano las altas presiones se debilitan mucho y en el norte de la India se desarrolla una zona de bajas presiones que atrae aire húmedo y cálido del océano Índico, el cual, a su vez produce lluvias copiosas. Cuando el aire húmedo llega al Himalaya, se producen más precipitaciones porque las montañas elevan el aire. Cuando llega a la cara norte de la cordillera, se ha secado y se produce la llamada sequía orográfica. A grandes rasgos, el monzón es una versión a gran escala de la brisa terrestre y marina. En otras zonas también se producen estos cambios de viento o monzones. En el suroeste de los EE.UU., por ejemplo, el monzón de finales de verano y comienzos del otoño trae agua y aire húmedo del golfo de California, que produce abundantes precipitaciones y provocan inundaciones en zonas desérticas.

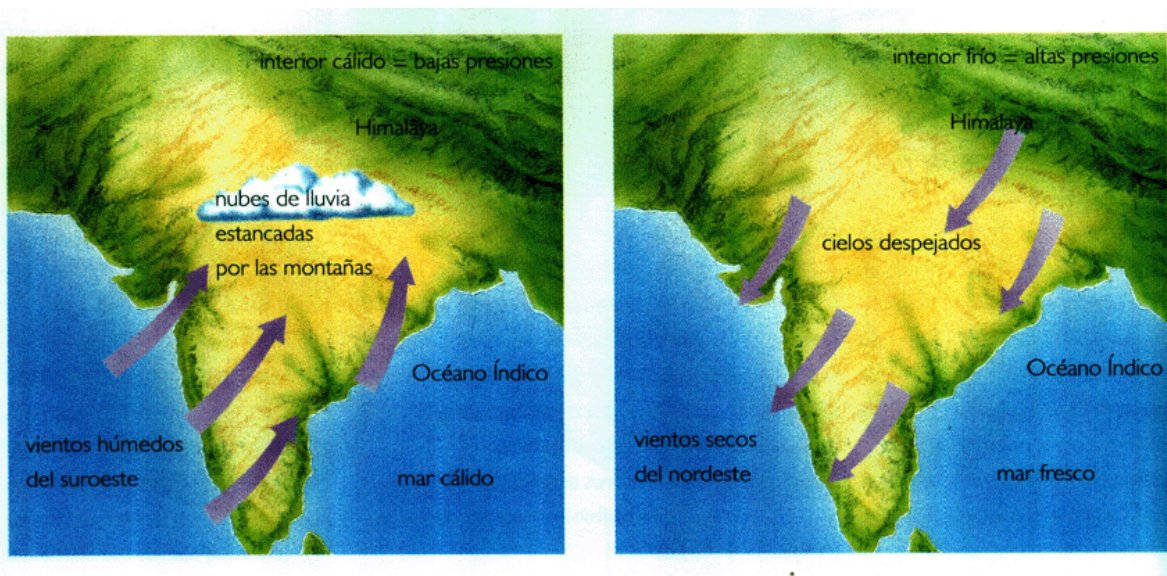


Figura 7. A la izquierda el monzón del verano en la India cuando las bajas presiones del altiplano Tibetano atraen aire húmedo y cálido del mar. A la derecha la situación en invierno cuando el potente anticiclón siberiano crea fuertes vientos del noreste que impiden la entrada de aire húmedo del océano.

5. CIRCULACIÓN SOBRE SUD AMÉRICA

América del Sur es el único de los continentes que proyectándose desde el ecuador alcanza las latitudes medias australes. A diferencia de las masas continentales del hemisferio norte, esta alcanza su máxima extensión este-oeste en la zona ecuatorial, disminuyendo notablemente hacia el lado polar, para terminar abruptamente en el Cabo de Hornos.

Una elevada cordillera montañosa, la cordillera de los Andes. La recorre próxima a la costa occidental desde el istmo de Panamá hasta el extremo sur, constituyéndose en una muy efectiva barrera meteorológica entre las tierras de ambos lados. De esta manera, si a los abruptos contrastes de relieve se le agregan la posición geográfica y las condiciones oceánicas que la rodean, se tendrá en consecuencia una gran diversidad de climas.

La circulación sobre el centro del continente está regida por la presencia del cinturón de convergencia intertropical (CIT), que en invierno se sitúa sobre Centroamérica y en el verano llega a penetrar tan al sur como Paraguay. La presencia del Cinturón de Convergencia Intertropical provoca un periodo de lluvias abundantes sobre el centro del continente que va desde octubre a marzo. Localidades como Brasilia presentan este típico comportamiento de clima continental con estación seca. Localidades cercanas al ecuador como Manaos presentan una disminución de las precipitaciones en el invierno del hemisferio Sur, pero no una estación seca propiamente dicha por lo que hablamos de climas ecuatoriales.

Sudamérica está rodeada totalmente de océanos pero estos afectan en forma diferenciada en las costas orientales y occidentales. Esto imprime particularidades notables a cada región, sobre todo si se tiene en cuenta además la existencia de la cordillera de los Andes. Por el extremo continental austral pasa, en el sentido de oeste a este, la corriente circumpolar antártica, que se sitúa entre los 50° y 60° de latitud sur aproximadamente. Sin embargo, el estrechamiento existente entre los continentes antártico y sudamericano hace que este enorme río oceánico sufra perturbaciones y modifique su recorrido; pasando su mayor caudal por el estrechamiento, llamado Pasaje de Drake, y un flujo mucho menor es desviado hacia el norte luego de encontrarse con las costas del sur de Chile. Esta derivación que se extiende hacia el norte es llamada la corriente de Humboldt, recorre la costa occidental sudamericana hasta las proximidades del ecuador, determinando que el clima de la costa chilena, al norte de Santiago, sea en gran parte de desierto. Se forman en sus costas las características nieblas por debajo del nivel de la inversión del anticiclón del Pacífico, que a su vez inhibe cualquier tipo de desarrollo nuboso. Luego la corriente de Humboldt, que transporta agua fría hacia el norte a lo largo del litoral chileno, es desviada hacia el noroeste, separándose del continente al llegar a la costa peruana, generando una surgencia de aguas profundas más frías que afloran a la superficie generando una de las regiones mas ricas en pesca. Los climas costeros del norte del Perú y de Ecuador comienzan a ser más lluviosos en la medida que se pierde la influencia del

anticiclón del Pacífico y se tiene la influencia del CIT. A medida que pasamos a la costa pacífica colombiana nos encontramos con regiones costeras extremadamente lluviosas y mucho más cálidas.

La costa oriental (atlántica), por su parte, tiene características notablemente distintas a la vez que muestra un comportamiento estacional que no se observa con la misma intensidad en el litoral pacífico. En estas costas adquiere vital importancia la influencia de la corriente ecuatorial del sur, que en su movimiento de este a oeste encuentra al continente sudamericano en las proximidades del Cabo Blanco, donde se bifurca en dos corrientes que recorren las costas, una hacia el noroeste y otra hacia el sudoeste, bordeando el litoral marítimo brasileño (corriente del Brasil).

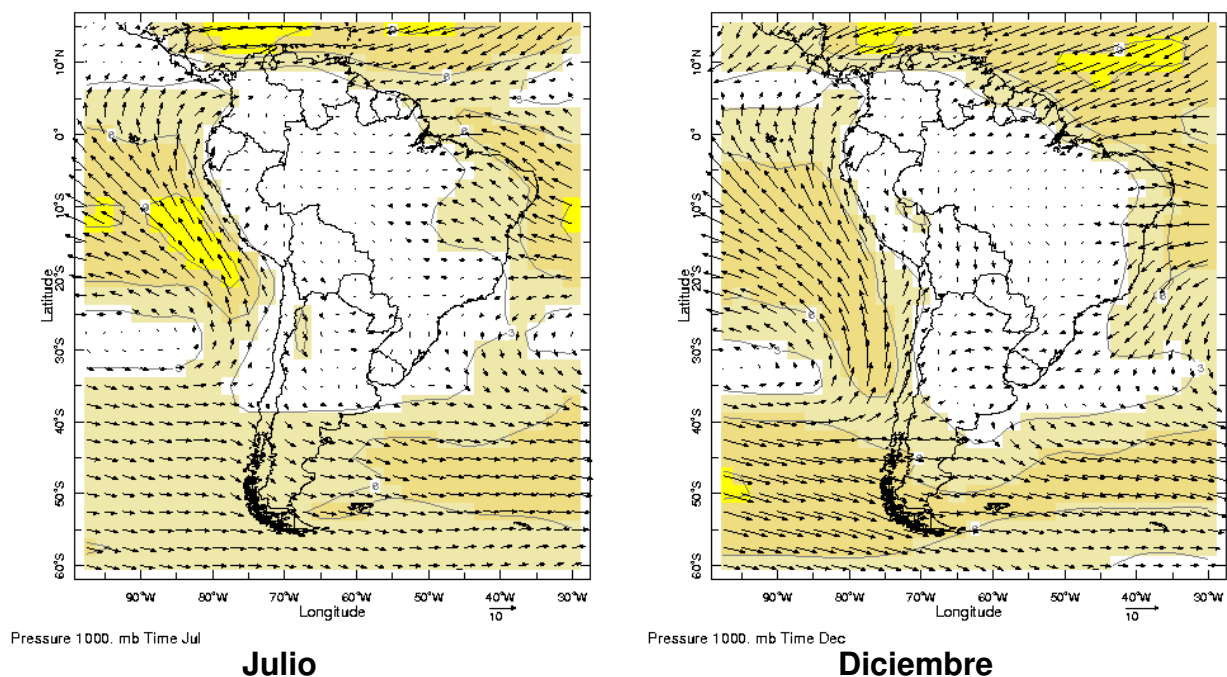


Figura 8. Vientos y circulación medios en superficie sobre Sudamérica en Julio y Diciembre. Fuente: NCEP Reanálisis 1971-2000.

La influencia de las aguas cálidas, provoca que los climas costeros sean más cálidos y con mayor contenido de humedad por lo que tenemos climas mucho más lluviosos que a la misma latitud en el litoral pacífico. Los vientos predominantes en esta región (incluido el Uruguay) son de componente noreste por la presencia del anticiclón del atlántico. Mas hacia el sur los vientos tienen en general componente oeste, típico de latitudes medias. En esta zona tenemos la influencia de la corriente fría de Malvinas que es un desprendimiento de la corriente circumpolar antártica, y que recorre el litoral patagónico llevando aguas frías hacia el norte.

Un efecto directo de las condiciones oceánicas aparece nítidamente identificando al comparar las temperaturas medias mensuales en ambos litorales de América

del Sur. Durante el verano la costa oriental es, al sur del ecuador, más cálida que la costa occidental; sin embargo esta característica no se mantiene a lo largo de todo el año, pues en el invierno prevalece la corriente fría de Malvinas a lo largo de la costa oriental y las temperaturas medias mensuales son prácticamente iguales en ambos litorales hacia el lado polar de los 30° de latitud sur. Al norte de los 23° de la misma latitud la diferencia es mayor durante el invierno, pues en verano, generalmente entre enero y abril, la mayor temperatura de la corriente ecuatorial del sur y la ocurrencia ocasional del fenómeno de "El Niño" disminuye las diferencias térmicas entre ambas costas.