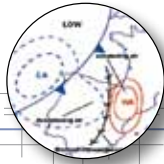


MIRANDO UN MAPA



En esta sección proponemos en cada entrega un mapa con objeto de resaltar la información que pueda contener. Si se tratara de mapa climatológico de una o varias variables obtenido de un atlas de reanálisis, el objetivo sería señalar sus aspectos más relevantes para la circulación general. Si se tratara de un mapa de predicción estacional el objetivo sería la interpretación probabilística. Si se tratara de mapas de integraciones climáticas de corto plazo (decadales), o de largo plazo (seculares), en su interpretación pesarían la variabilidad climática natural y los escenarios, ...

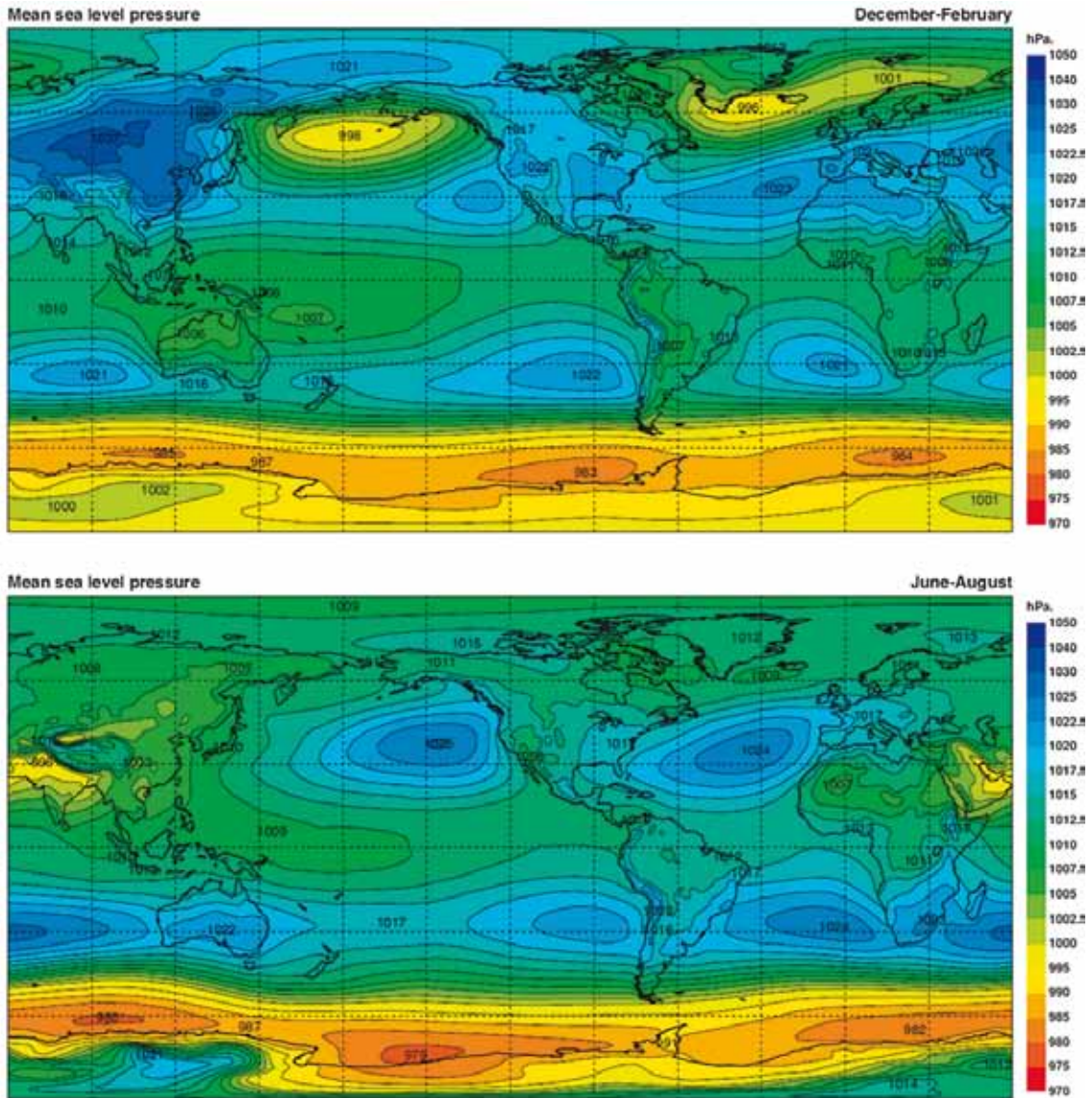


Figura 1. Campos medios de la presión al nivel medio del mar para los meses diciembre-febrero (arriba) y junio-agosto (abajo) Fuente: Atlas ERA 40 del CEPPM.

Presión a nivel del mar

JOSÉ MARÍA SÁNCHEZ LAULHÉ

En los mapas medios del campo de presión a nivel del mar de diciembre a febrero (DEF), y de junio a agosto (JJA), resaltan por su extensión y permanencia los **anticiclones subtropicales oceánicos**. Situados a unos 30° de latitud en ambos hemisferios, bajo la posición media de la corriente en chorro subtropical (no mostrado), ocupan un 40% de la superficie del globo. En ellos se alcanzan los máximos de presión media en el globo en am-

bos periodos mensuales, salvando el alta siberiana de invierno. La extensión y posición de las altas oceánicas varía a lo largo del año. Se desplazan hacia los polos y se expanden en verano, debido principalmente a la variación estacional de los vórtices circumpolares de niveles altos, que se expanden en invierno y se contraen en verano. En cuanto a la intensidad, las altas del HN alcanzan su pico en verano, y las del hemisferio sur (HS) en invierno (alcanzando la presión

media máxima en el anticiclón subtropical del océano Índico, conocido como alta de las Mascareñas). En la figura 2 se muestra un esquema de la evolución anual del anticiclón de las Azores debido a Nigam y Chen (2009) en el que se observa la gran diferencia de amplitud de variación anual de presión entre las latitudes altas y las más bajas.

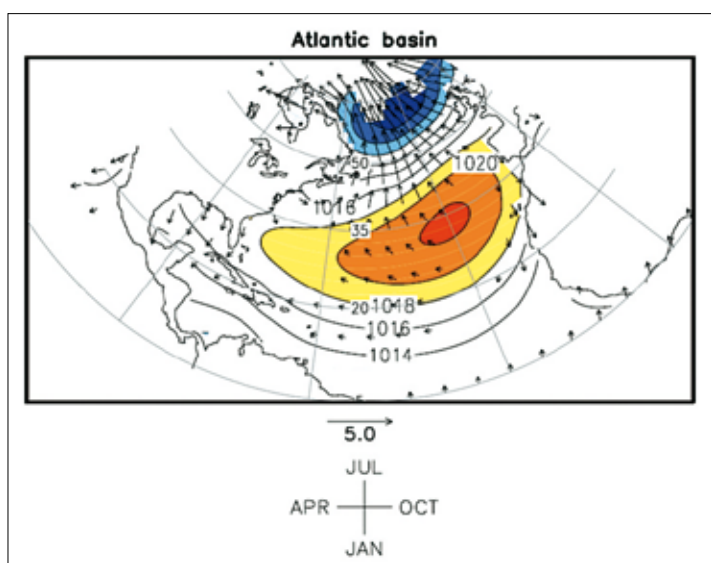


Figura 2. Presión a nivel del mar media anual y ciclo anual de la misma, en la cuenca norte del Atlántico, basado en la climatología mensual de ERA-40 (1979–2001). La presión está contorneada con intervalo de 2.0 hPa, con los valores por encima (por debajo) de 1018 (1010) hPa coloreados. La variabilidad anual se muestra usando vectores, con la longitud proporcional a la amplitud y la dirección indicando la fase. Por ejemplo, un vector apuntando localmente hacia el norte, indica máxima (mínima) presión en julio (enero). Los vectores no se dibujan cuando la amplitud de la variabilidad es menos de 0.5 hPa. (Nigam y Chan, 2009)

En los continentes las altas presiones subtropicales solo se observan en superficie en invierno, desapareciendo con el calentamiento en verano.

En el HN los grandes anticiclones subtropicales son: las dos altas oceánicas, de Azores-Bermudas y del Pacífico norte, y las altas continentales estacionales de Sonora, en el SO de EEUU, y del Sahara, que son reemplazadas por bajas térmicas en verano. En el HS, los grandes anticiclones subtropicales son los oceánicos, excepto el del sur de Australia en invierno.

Próxima al ecuador, y limitada al norte y sur por las altas subtropicales, se observa la **vaguada ecuatorial de bajas presiones**, que es consecuencia en general del máximo de irradiación solar en la zona ecuatorial. La convergencia de los vientos alisios es notable en sectores de esta vaguada, particularmente en el Pacífico central, en los que también toma la denominación de Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). La posición de la vaguada ecuatorial varía poco en las partes orientales del Atlántico y del Pacífico, pero su variación de latitud estacional es muy grande en la parte oes-

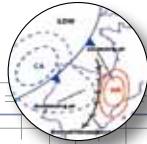
te de esos océanos, en el sur de Asia y en el océano Índico, como consecuencia de los monzones. En DEF el eje la vaguada ecuatorial se desplaza al sur del ecuador, siguiendo el desplazamiento hacia el hemisferio en verano de los máximos de radiación de onda corta solar, apareciendo las bajas térmicas sobre los continentes australes subtropicales. En JJA el desplazamiento de la vaguada es hacia el HN, formando parte de ésta la baja del monzón asiático, que se extiende desde África boreal hasta el sur de Asia, y tiene la presión media más baja en verano del HN. Los mecanismos de bajas térmicas son los responsables principales del desplazamiento de latitud estacional de la vaguada ecuatorial a lo largo del año.

Hacia los polos de las altas subtropicales se observan en el hemisferio en invierno, y particularmente sobre los océanos, intensos gradientes de presión que corresponden a los vientos “oestes” de latitudes medias, y en consecuencia (ajuste geostrofico), más hacia los polos se observan las **zonas de bajas presiones subpolares**.

En el HS la zona de bajas presiones es una banda circumpolar presente todo el año, la **vaguada subantártica**. Esta vaguada es resultado del encuentro de masas de aire, la fría antártica y las de latitudes medias, en la costa de la Antártida, generando una fuerte gradiente de temperatura (baroclinicidad), y la zona de más frecuente ciclogénesis del HS. Además muchos de los ciclones de latitudes medias siguen una trayectoria en espiral hacia latitudes altas, acabando su ciclo de vida en las costas antárticas. Todo esto hace que entre 60 y 70° S se forme una vaguada permanente con la presión media más baja del globo. Los valores de presión en la vaguada son más bajos en primavera y otoño (no mostrados), y más altos en verano e invierno. Su posición también varía situándose más al sur en primavera y otoño. Este ciclo semianual se debe a la diferencia de fase entre el ciclo estacional de los valores de la presión sobre el continente y sobre las latitudes subantárticas. Como se observa en la figura 1, la vaguada subantártica tiene en los campos medios un número de onda 3 con centros de baja presión próximos a 30° E, 90° E y 150° O.

En el HN las bajas presiones toman un aspecto más celular y tiene un ciclo de vida anual, con los centros principales situados en las proximidades de Islandia y las Aleutianas en invierno. Las bajas de **Islandia y de las Aleutianas** son debidas tanto a los efectos térmicos en niveles bajos por los relativamente cálidos océanos sobre los que están situadas, como a su posición, corriente abajo de las vaguadas estacionarias principales de la troposfera media, donde se producen desarrollos ciclónicos. En verano las zonas de bajas subpolares se vuelven muy débiles por el considerable calentamiento de los continentes de 60° a 90° N, disminuyendo su diferencia de temperatura con los océanos, y no formando masas de aire polares, con la consiguiente pérdida de baroclinicidad y disminución de los procesos de ciclogénesis.

En invierno, el Ártico se encuentra afectado por altas y bajas presiones, con anticiclones fríos sobre Siberia y Cana-



dá, y bajas presiones sobre el océano al norte de Europa, continuación de la baja subpolar de Islandia.

La zona con más alta presión media al nivel del mar se observa en el **anticiclón siberiano** de invierno. Esta alta, que se extiende por buena parte del continente asiático, es en parte consecuencia del obstáculo que suponen el Tibet y la cordillera del Himalaya a la penetración de masas de aire tropical en el centro de Asia, y en parte a la presencia de aire frío en niveles bajos asociado a la extensa cubierta nivosa.

Altas subtropicales

Aunque parezca sorprendente, no existe unanimidad sobre los procesos que intervienen en la formación y mantenimiento de los anticiclones subtropicales, especialmente en verano.

La explicación canónica atribuye el origen de las altas presiones subtropicales, a la rama descendente de la célula meridional media zonal de Hadley. Esta hipótesis parece adecuada para las altas en el hemisferio en invierno, en los que existe una célula de Hadley intensa, pero no se mantiene para los anticiclones subtropicales del hemisferio en verano, en particular los del HN, época en la que las altas alcanzan su máxima intensidad y extensión y la circulación de Hadley apenas existe. Por el contrario parece acertada para los anticiclones del HS, que presentan su máxima intensidad durante el invierno local.

Varios estudios consideran la circulación anticiclónica de verano como una respuesta remota al calentamiento adiabático asociado a los monzones. Hoskins (1996) imputa el descenso adiabático que ocurre en la parte oriental de los anticiclones a la onda de Rossby de gran escala que provoca el calentamiento diabático asociados a los monzones al este de los continentes subtropicales. Así el descenso en la parte oriental del anticiclón de las Azores tendría su origen en el monzón asiático de verano, y el descenso sobre la parte oriental del anticiclón del Pacífico norte al monzón de América del norte. Además Rodwell y Hoskins (2001) mostraron que el calentamiento asociado al descenso adiabático tendría un efecto de enfriamiento neto al inhibir la liberación de calor latente y aumentar el enfriamiento radiativo, reforzando por tanto la subsidencia por este retroefecto (feedback) positivo.

Otros estudios atribuyen el máximo estival de los anticiclones del HN a otras causas, que proponen tendrían efectos mayores que el monzón. Nigam y Cham (2009) mantienen que aproximadamente dos tercios de la intensificación estacional de las altas de verano del HN (figura 2) se deberían al debilitamiento y migración hacia el polo de la actividad baroclina, dejando al calentamiento monzónico una contribución menor. Este debilitamiento estival de la generación de ciclones extratropicales no tendría esa importancia para las altas del HS, puesto que la actividad baroclina se localiza en este hemisferio mucho más próxima a los polos.

Miyasaka y Nakamura (2005, 2010), Wu y Liu (2003) sugieren que la mayor parte de la intensidad de los anticiclones subtropicales en verano en los dos hemisferios está forzada directamente por el contraste calentamiento-enfriamiento diabático local en la baja troposfera, entre tierra y océano, en el este de los océanos subtropicales. Durante el verano, con el calentamiento de los continentes, se desarrolla una notable diferencia de presión tierra-mar que lleva a la formación de vientos que se dirigen hacia el ecuador, a lo largo de las cotas occidentales de los continentes. Estos vientos aumentan la evaporación sobre el océano, y dispara el afloramiento de aguas frías en la superficie. Estas aguas frías ayudan a estabilizar la baja atmósfera, favoreciendo el desarrollo de nubes estratiformes de gran reflectividad, que enfrían la atmósfera inferior, y generan altas presiones en superficie. Las altas subtropicales de verano por tanto formarían parte de un retroefecto local que envuelve nubes bajas y las superficies continentales y oceánicas, jugando el calentamiento profundo de los monzones un papel secundario.

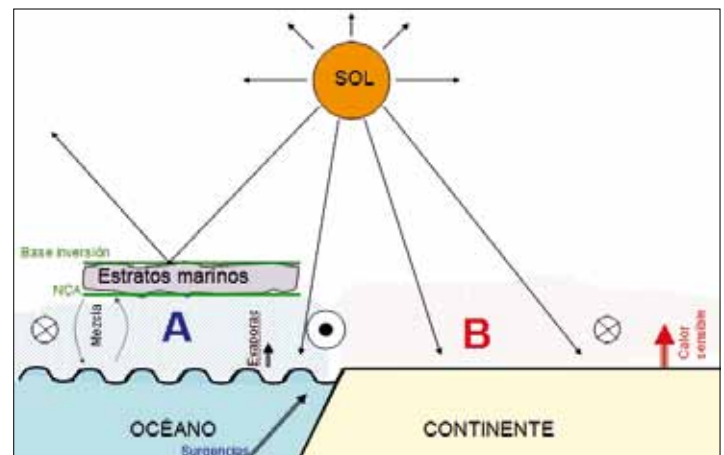


Figura 3. Retroefectos atmósfera-océano en el HN, que explican la formación de los anticiclones subtropicales oceánicos (A) en verano según Miyasaka y Nakamura. El círculo con punto interior indica viento norte, y los círculos con cruz vientos del sur.

Leer más:

- Barry R. G., y R. J. Chorley, 2010: *Atmosphere, weather and climate*. Ninth edition. Routledge.
- Miyasaka T., y H. Nakamura, 2005: Structure and formation mechanisms of the northern hemisphere summertime subtropical highs. *J. Climate*, 18, 5046-5065
- Nigam S., y S. C. Chan, 2009: On the summertime strengthening of the northern hemisphere pacific sea level pressure anticyclone. *J. Climate*, 22, 1174-1192.
- M. J. Rodwell y B. J. Hoskins, 2001: Subtropical anticyclones and summer monsoons. *J. Climate*, 14, 3192-3211.
- Turner, J. 2002: Antarctic climate. En: Holton, J.R.; Pyle, J.; Curry, J.A., (eds.) *Encyclopedia of atmospheric sciences*. London, Academic Press, 135-142.
- Wu, G., y Y. Liu, 2003: Summertime quadruplet heating pattern in the subtropics and the associated atmospheric circulation. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1201