

# Anomalía de temperatura de la superficie del mar (SST)

ERNESTO RODRÍGUEZ CAMINO

El carácter caótico de la atmósfera limita la predicibilidad determinista de los sistemas sinópticos a un horizonte temporal que no excede de una o dos semanas. Sin embargo, en escalas temporales estacionales (y hasta decadales) existe predicibilidad en el sistema climático asociada a: i) las variables que exhiben inercia o memoria (p.e., contenido calorífico del océano, hielo marino, cobertura de nieve, humedad del suelo); ii) los patrones dominantes de variabilidad atmosférica y oceánica (p.e., ENSO [de las siglas en inglés correspondientes a *El Niño-Southern Oscillation*], NAO [de las siglas en inglés correspondientes a *North Atlantic Oscillation*]) y iii) los forzamientos externos (p.e., erupciones volcánicas, cambios en actividad solar) (Smith et al. 2012).

El sistema atmósfera-océano parece oscilar entre ciertos patrones cuasi periódicos que normalmente se mueven entre los diferentes estados en distintas de escalas de tiempo (Barnston y Livzey, 1987). Las anomalías climáticas asociadas a cada fase de determinada oscilación, se transmiten sobre amplias zonas del mundo mediante teleconexiones o perturbaciones que se propagan a través de desplazamientos y movimientos ondulatorios (Wallace y Gutzler, 1981). Las fluctuaciones asociadas a la variabilidad climática pueden describirse y cuantificarse mediante un número restringido de modos o patrones de variabilidad que representan circulaciones atmosféricas y/o oceánicas típicas. Estos modos se caracterizan por presentar una estructura espacial cuasi-fija de gran escala y una serie temporal asociada que caracteriza la evolución de esta estructura, su amplitud y su fase.

ENSO es el patrón de teleconexión global más importante que se conoce. Se trata de un fenómeno que ocurre a escalas interanuales, con una periodicidad de entre 3 y 7 años, y que alcanza su amplitud máxima en el verano austral. ENSO presenta un comportamiento acoplado entre el océano y la atmósfera de forma que se caracteriza por un calentamiento (enfriamiento) en su fase positiva (negativa, también denominada La Niña) del océano Pacífico tropical desde la costa de Perú hasta el Pacífico central, acompañado por un descenso (aumento) en el gradiente de presiones entre el este y el oeste del Pacífico ecuatorial, un cambio en el régimen de vientos alisios del Pacífico, así como de la pendiente de la termoclina, con comportamientos anómalos en el sistema de afloramiento del Perú. El fenómeno ENSO no solamente introduce variabilidad en la atmósfera a escala local sino también a escala global a través de teleconexiones. La alta predicibilidad de ENSO es la razón de que la principal señal de predicción a escala estacional en diferentes regiones esté ligada a las teleconexiones de ENSO.

Entre los principales patrones oceánicos globales detectables con el mapa de anomalías de SST además de ENSO se pueden enumerar los siguientes (véanse más detalles en (Casado et al. 2012)):

- En el **océano Atlántico tropical** aparecen dos patrones principales: el **Modo Ecuatorial** (similar a ENSO pero en el Atlántico) y el **Modo Meridional** (presenta anomalías de SST de distinto signo a ambos lados del ecuador y su máxima variabilidad aparece a escalas decadales). Ambos modos tienen un impacto clave en el clima de regiones colindantes. En el océano Atlántico también aparecen oscilaciones a escala multidecadal (con periodicidad de 50-70 años) como la **Oscilación Multidecadal del Atlántico** (AMO, siglas en inglés) caracterizada por un contraste interhemisférico de anomalías de SST que afecta al clima en escalas globales.

- En el **océano Pacífico**, el modo de variabilidad principal a escalas decadales es la **Oscilación Decadal del Pacífico** (PDO, siglas en inglés) caracterizada por la aparición de anomalías de SST de distinto signo en el Pacífico norte extratropical y en el Pacífico tropical. El índice PDO se define como la primera función ortogonal empírica de las anomalías promediadas mensualmente de SST en el Pacífico Norte (latitud superior a 20°N)

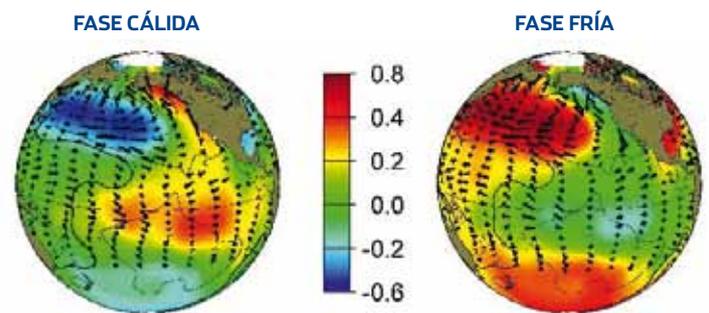


Figura 1. Las dos fases del PDO mostradas por los patrones de SST en el océano Pacífico (fuente: <http://research.jisao.washington.edu/pdo/>)

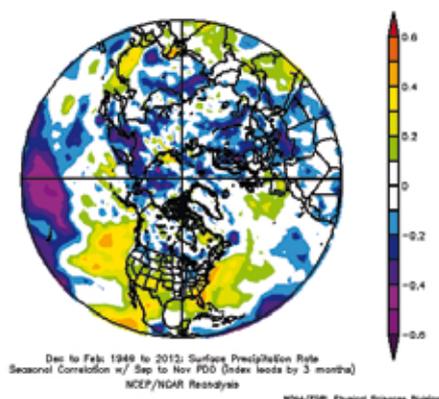
- En el **océano Índico** se ha descrito un modo de variabilidad conocido como el **Dipolo del Océano Índico** (IOD, siglas en inglés), en el que anomalías de SST de distinto signo aparecen en la costa de Sumatra y del océano Índico occidental, altamente acoplado con la atmósfera y con máxima variabilidad durante el otoño boreal.

Asociados a los patrones se definen índices que describen la fase y la amplitud en la que se encuentran (véase <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>) y que en muchos casos se pueden estimar mediante inspección visual

del mapa de anomalía de SST promediado mensualmente. Frecuentemente, la predecibilidad a escalas desde estacional hasta multidecadal se explica por el estado de los patrones oceánicos mencionados más arriba que se calculan a partir del mapa de anomalías de SST. Una revisión reciente de los patrones (principalmente atmosféricos) que afectan al SO de Europa puede encontrarse en Rodríguez-Fonseca et al. 2017.

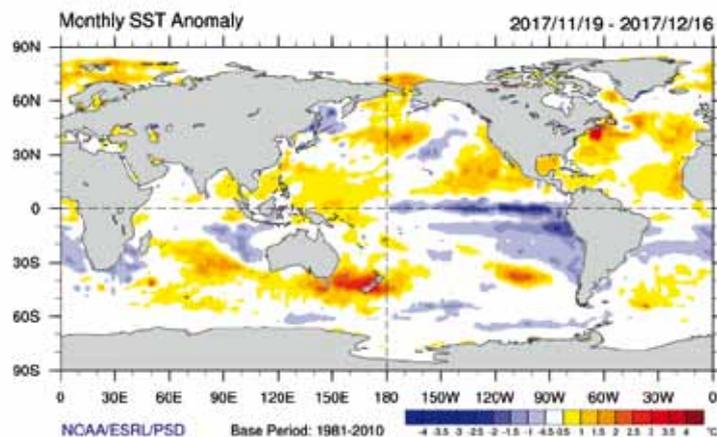
El impacto de los patrones, en términos de temperatura y precipitación, calculado empíricamente, permite hacer una primera estimación de la predecibilidad de estas variables a diferentes escalas temporales utilizando los patrones de variabilidad. La figura 2 muestra, por ejemplo, la correlación de la precipitación para el invierno (diciembre-febrero) con el índice PDO promediado en los tres meses de otoño (septiembre-noviembre). La correlación más alta aparece en ambas costas de Norteamérica. La mayoría de los sistemas empíricos de predicción estacional utilizan entre sus predictores (entre otros) los índices que describen el estado de los patrones oceánicos descritos más arriba (véase, por ejemplo, Eden et al. 2015).

**Figura 2.** Correlación estacional de la precipitación invernal (dic-feb) con el índice PDO en el otoño (sept-nov) utilizando datos de reanálisis NCEP/NCAR (1949-2012) (fuente: herramientas del NOAA/ESRL, <https://www.esrl.noaa.gov/psd/> ).



Una inspección de la figura 3 nos muestra que actualmente sobre el océano Pacífico La Niña está bien desarrollada sobre el ecuador con un fuerte incremento de la anomalía negativa de temperatura en la parte oriental. El índice Niño 3.4 es  $-0.8$  °C con un fuerte gradiente E-O y una débil anomalía positiva al oeste de la línea de fecha. Actualmente, el índice PDO es ligeramente negativo desde julio, el índice IOD también es casi cero y sobre el Atlántico hay anomalías sin estructura definida (véase el estado actual de los índices asociados a los diferentes patrones mencionados en este texto en <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>). En la costa Este norteamericana se observa una marcada anomalía cálida. Con esta estructura tan poco definida de los patrones proporcionados por SST apenas se pueden deducir forzamientos diferentes de ENSO para estimar la precipitación y temperatura a escala estacional.

Un modelo numérico perfecto debería ser capaz de simular todos los patrones de variabilidad, incluidas las te-



**Figura 3.** Anomalía de la temperatura de la superficie del mar promediada de 19/11/2017 a 16/12/2017 y referida al periodo 1981-2010 (fuente: NOAA/ESRL/PSD, <https://www.esrl.noaa.gov/psd/map/clim/sst.shtml> ).

leconexiones, y su respuesta canónica en términos de temperatura y precipitación. Las actuales imperfecciones de los modelos, unidas al carácter caótico del sistema climático, dejan espacio para la predicción empírica a escala estacional utilizando la capacidad predictiva de los patrones de variabilidad. El análisis del mapa de anomalías de SST promediado mensualmente constituye frecuentemente el primer paso para monitorizar el sistema climático comenzando con la descripción del componente oceánico de gran escala y los patrones que se deducen directamente de la SST. Esta monitorización del componente oceánico permite establecer una primera aproximación de los controladores (drivers) del sistema a escala estacional.

## Referencias:

- Barnston, A.G., Livezey, R.E, 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Weather Rev.*, 115, 983-1126.
- Casado Calle, M.J., Losada, T., Rodríguez-Fonseca, B., Rodríguez-Camino, E., 2012. Variabilidad climática: desde los patrones globales a las escalas sinópticas. REF, 26-2, 18-24.
- Eden, J.M., G.J. van Oldenborgh, E. Hawkins, E.B. Suckling, 2015. A global empirical system for probabilistic seasonal climate prediction. *Geosci. Model Dev.*, 8, 3947-3973, doi:10.5194/gmd-8-3947-2015
- Rodríguez-Fonseca, B., Casado, M.J., Barriopedro, D. 2017. Modes of Variability affecting southwestern Europe. *CLIVAR Exchanges No. 73*, September 2017, 24-31 (disponible en [http://www.clivar.org/sites/default/files/documents/CE\\_No\\_73\\_Final.pdf](http://www.clivar.org/sites/default/files/documents/CE_No_73_Final.pdf) ).
- Smith, D.M., A.A. Scaife, B. Kirtman, 2012. What is the current state of scientific knowledge with regard to seasonal and decadal forecasting? *Environ. Res. Lett.* 7, 015602, doi:10.1088/1748-9326/7/1/015602.
- Wallace, J.M., Gutzler, D.S., 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere Winter. *Mon. Weather Rev.*, 109, 784-812.