

Variabilidad climática

Como mencionamos en un capítulo anterior el océano juega un papel importante en el comportamiento atmosférico y del clima desde escalas de 2-3 semanas en adelante. Pero, ¿cómo surgen las variaciones en el océano? Estas variaciones pueden generarse por variabilidad interna al océano, o como resultado de la interacción entre la atmósfera y el océano. El ciclo estacional de los océanos puede ser alterado por eventos inusuales, generando desbalances energéticos que pueden tener consecuencias en el clima y por lo tanto en la población mundial. Un ejemplo típico de variación oceánica interanual resultado de la interacción con la atmósfera es el fenómeno de El Niño que se genera debido a un debilitamiento inusual de los vientos alisios en el océano Pacífico ecuatorial y que luego crece a través de la “conversación” entre los dos medios. Y, ¿por qué El Niño puede afectar el clima en regiones remotas?

Para estudiar la variabilidad climática es necesario primero definir un comportamiento del clima promedio durante un determinado período de tiempo. La variabilidad climática estará dada por la desviación instantánea, o anomalía, con respecto a ese promedio. La variabilidad (y el cambio climático) están caracterizados en términos de esas anomalías. En las últimas décadas ha quedado claro que la variabilidad climática no está distribuida al azar espacial y temporalmente, sino que aparece organizada en estructuras espacialmente coherentes que tienden a preservar su patrón, mientras que su amplitud, fase y a veces la posición geográfica, cambian con el tiempo. A pesar de que la naturaleza precisa y la forma de estas estructuras, o patrones, espaciales varía un poco de acuerdo a la metodología estadística utilizada en el análisis, siempre emergen en forma consistente ciertas características regionales que identifican a los patrones. Así, el estudio de la variabilidad climática se basa fuertemente en la búsqueda de estos “modos de variabilidad”, de su evolución espacio-temporal y de la comprensión de los mecanismos físicos actuantes.

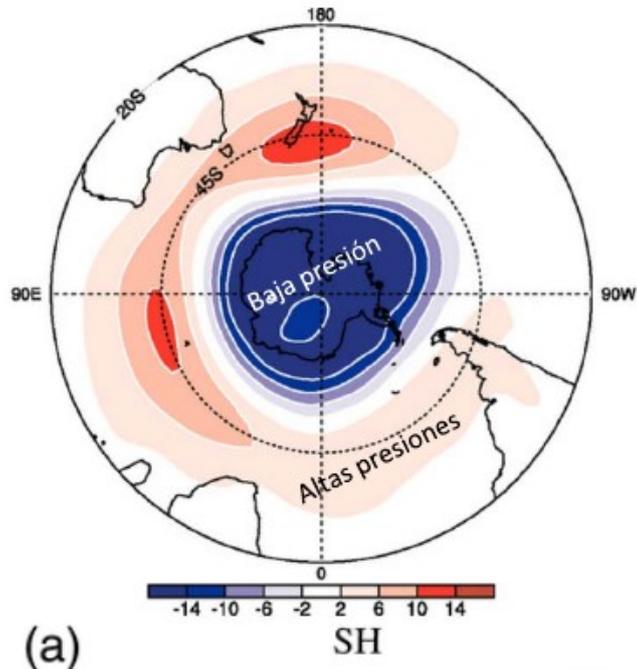
Al día de hoy aún no se tiene un inventario completo de estos patrones regionales ni entendemos perfectamente los mecanismos que los generan. Estos patrones varían en muchas escalas de tiempo y espacio y afectan el clima de diferentes regiones del planeta (lluvias, temperatura, ocurrencia de ciclones, huracanes), así como en algunos casos la distribución de especies marinas. La exploración de estos modos de variabilidad es una forma de estudiar la predictibilidad del sistema climático.

Entre los modos de variabilidad conocidos El Niño se destaca por su intensidad, cobertura espacial e impactos. Es el modo de variabilidad más importante en escalas interanuales. Otros modos de variabilidad en donde el océano juega un rol importante incluyen la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, Pacific Decadal Oscillation) y la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO, Atlantic Multidecadal Oscillation). La atmósfera también tiene modos de variabilidad propios que son importantes para entender el impacto de los océanos sobre el clima de regiones remotas. Estos son la Oscilación del Atlántico Norte (NAO, North Atlantic Oscillation), el Modo Anular del Sur (SAM, Southern Annular Mode) y los patrones Pacífico-América del Sur (PSA, Pacific-South American modes).

6.1 Modo Anular del Sur

Es el principal modo de variabilidad en escalas de tiempo mayores a meses en la circulación de la atmósfera al sur de 20S. SAM es un modo zonalmente simétrico que involucra intercambio de masa entre latitudes medias y altas. La figura 67 muestra el patrón de la fase positiva de SAM en superficie así como su estructura vertical. Se observa que es un modo de variabilidad que ocupa toda la tropósfera con el mismo signo. En la fase positiva de SAM los vientos del oeste son más intensos que lo normal en latitudes cercanas a los 60S y más débiles

que lo normal en latitudes 30-40S.



(a)

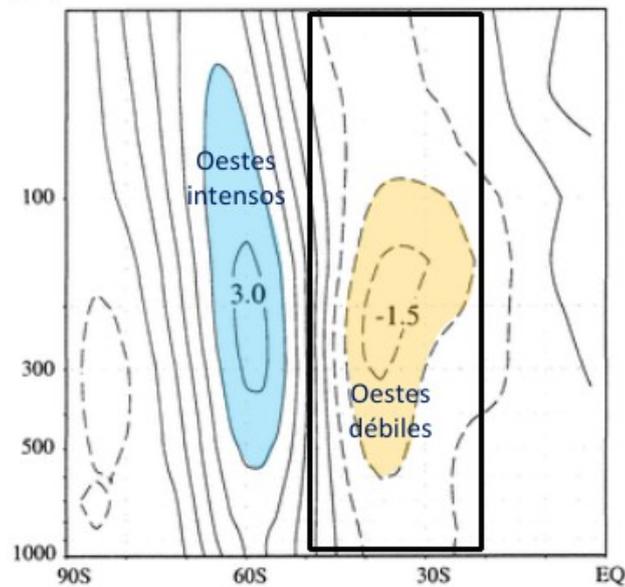


Figura 67 – SAM

La evolución temporal de un índice que

caracteriza al SAM se muestra en la figura 68. Se observa que SAM tiene una tendencia positiva, lo cual indica que la fase positiva de SAM se ha vuelto mas probable que la fase negativa desde mediados de los '90. Esa tendencia ha sido parcialmente atribuida a la disminución de O_3 en la estratósfera. Además de la tendencia, SAM muestra gran variabilidad a escala estacional evidenciado por rápido cambio de signo del índice y se dice que tiene poca persistencia.

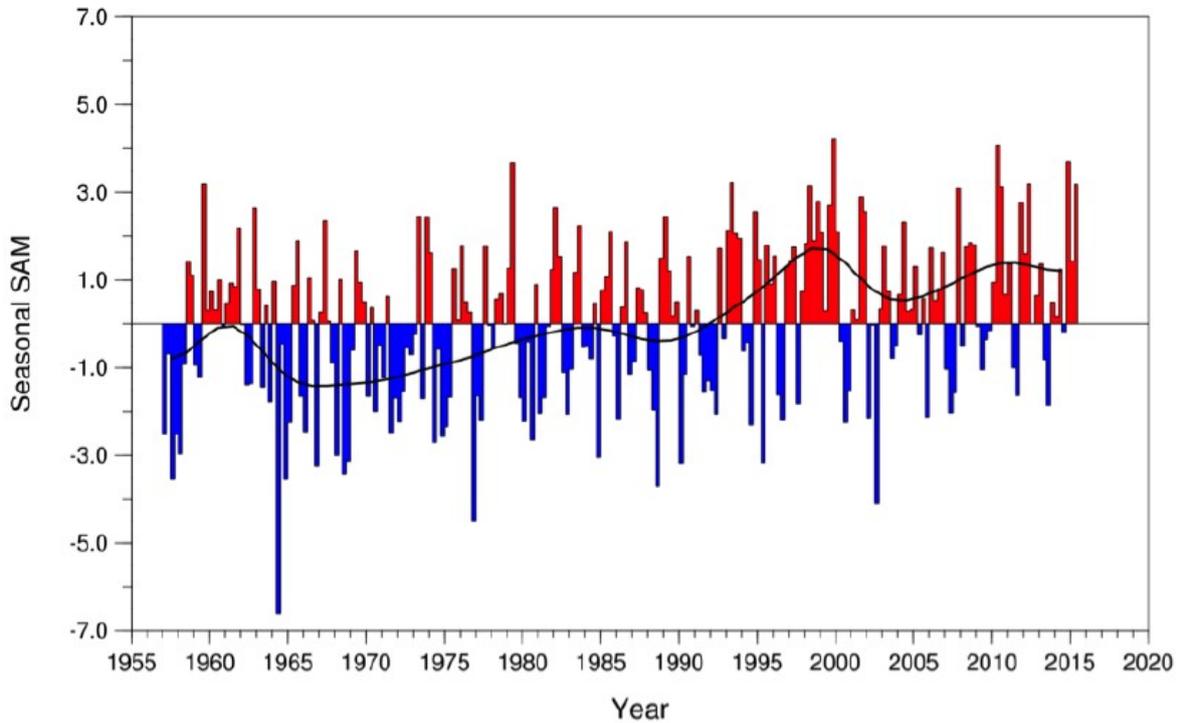
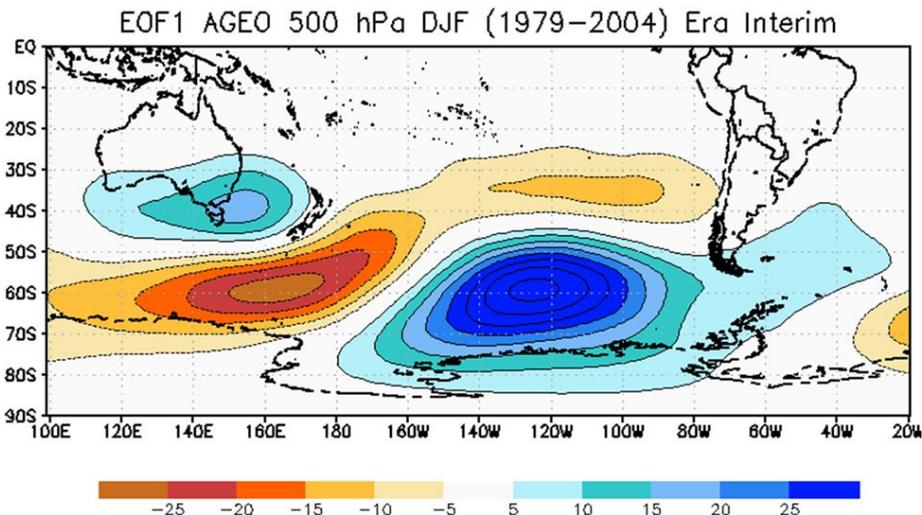


Figura 68 – Índice de SAM: Diferencia de presión en superficie entre 40S y 60S.

5.2 Modos Pacifico-America del Sur

Los patrones PSA son un par de estructuras espaciales que ocurren en forma recurrente en la atmósfera del HS. Luego de SAM son los modos de variabilidad mas comunes en el HS. Consisten en trenes de ondas estacionarios que tienen origen en la región Indo-Pacífica y finalizan en el Atlántico sur describiendo una trayectoria en forma de arco. Los patrones se muestran en la figura 69. Asumiendo equilibrio geostrófico, los trenes de onda tienen asociados vientos que circulan paralelos a las isolíneas por lo que estos patrones modifican las corrientes en chorro en el hemisferio sur. Por ejemplo, en el caso del PSA2 se observa un centro ciclónico situado al sur de Uruguay el cual tiene asociado vientos en sentido horario, por lo que los vientos medios sobre Uruguay se ven intensificados.

Estos patrones no tienen una escala de tiempo definida sino que varían en todas las escalas de tiempo. Notar que el signo del patron puede estar multiplicado por +1 o -1. El fenómeno de El Niño puede generar estos patrones en la atmósfera.



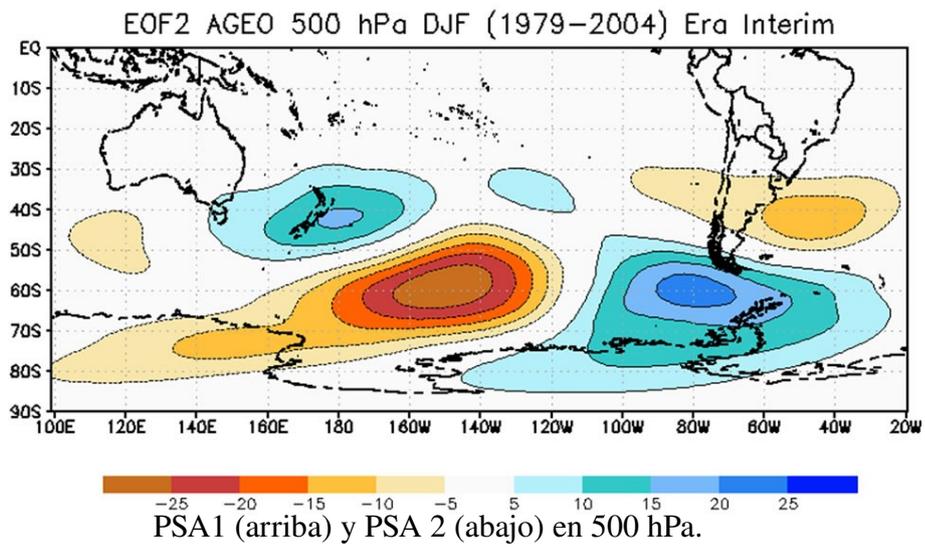


Figura 69 –
Patrones

5.3 El Niño-Oscilación Sur

En condiciones normales el océano Pacífico ecuatorial este es mas frío que el oeste debido a la presencia de afloramiento que eleva a la superficie aguas mas frias de subsuperficie. Estas condiciones normales ocurren en promedio solo una tercera parte de los años. Durante el resto de los años ocurren fenómenos de El Niño y La Niña (figura 70)

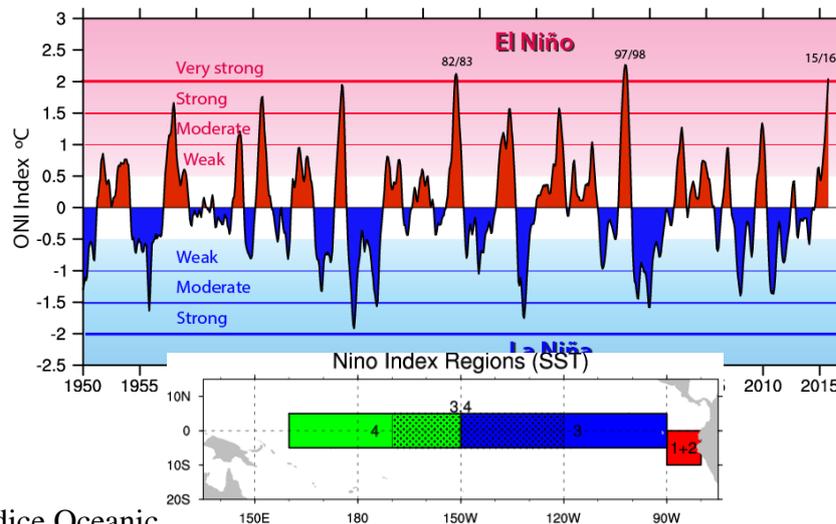


Figura 70 – Índice Oceanic

Niño Index: promedio de las anomalías de TSM en [5°N-5°S, 120°-170°W] (region Niño3.4) y luego suavizadas con un promedio de 3 meses.

Durante El Niño en el Pacífico este ecuatorial aumenta la temperatura de superficie del mar, aumentan las lluvias, decrece la presión de superficie y disminuyen los alisios. Debido a este corrimiento hacia el este de la convección, el norte de Australia e India experimentan disminución de lluvias. En subsuperficie la termoclina es tan profunda en el este como en el oeste, mostrando una redistribución de las aguas cálidas en la región del Pacífico ecuatorial. Durante La Niña ocurre lo opuesto: la piscina de aguas cálidas en el oeste se achica y se enfría el Pacífico este; además sobre el Pacífico este los alisios se intensifican y las lluvias decrecen. La termoclina es muy somera en el este y profunda en el oeste (figura 71).

El Niño afecta a todo el mundo, ya sea directamente debido a su influencia sobre el clima y el tiempo en las regiones que muestra la figura 72, o indirectamente a través de su efecto en la economía mundial. Mas adelante veremos cómo El Niño/La Niña puede influenciar regiones alejadas de la cuenca del Pacífico.

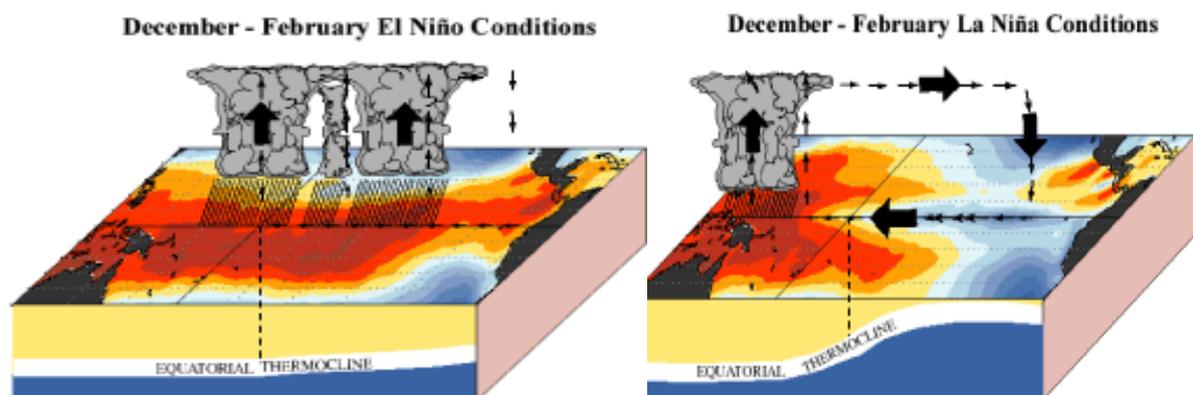


Figura 71 – Esquema de condiciones durante El Niño (izquierda) y La Niña (derecha).

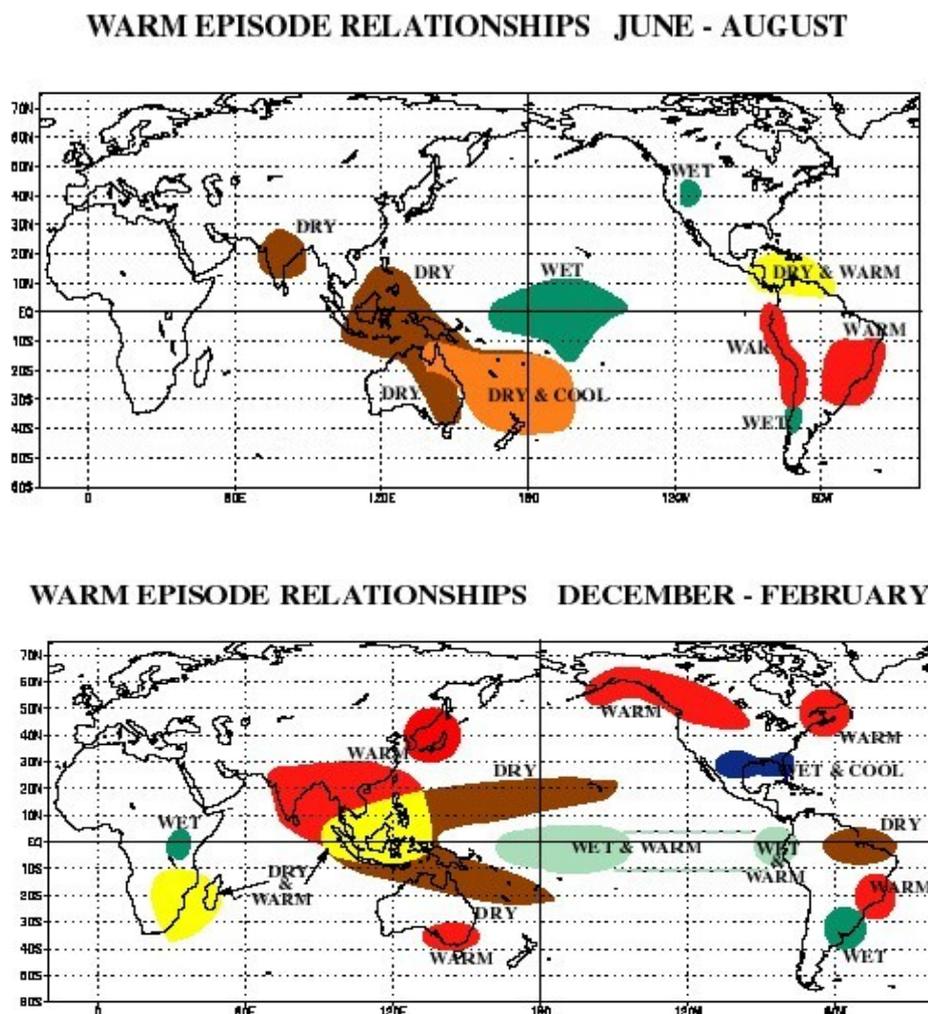


Figura 72 – Efectos de El Niño en el clima global para junio-agosto (arriba) y diciembre-febrero (abajo).

Los fenómenos de El Niño mas intensos generan usualmente grandes inundaciones en Ecuador y Peru donde el calentamiento de las aguas de superficie en el Pacífico este está asociado con la desaparición de los peces costeros. También generan sequías desastrosas en el continente marítimo del sudeste de Asia y norte de Australia, así como patrones de circulación atmosférica anómala en America del Norte y del Sur, monsoones débiles, y precipitaciones por debajo de o normal en el sudeste africano. Estos cambios climáticos pueden reducir significativamente la cosecha de coco en las Filipinas y de anchovetas en Perú causando así un aumento en los precios de los jabones y detergentes que usan aceite de coco como ingrediente, en la comida hecha con pez para los pollos y de la soja que puede usarse como sustituto de ración para pollos. La gran cobertura noticiosa de los eventos Niño de las últimas décadas deja clara su importancia.

En un principio el nombre de El Niño le fue dado a una corriente cálida estacional que ocurre todos los años en las costas del Perú cerca de Navidad, moderando así las bajas temperaturas

del Pacífico tropical este. Cada tantos años esta corriente es mas intensa que lo normal, penetrando mas hacia el sur, y trayendo abundantes lluvias a las áridas zonas costeras de Perú y Ecuador. Estas ocurrencias, se denominaban “años de abundancia”. Hoy el término El Niño describe estos “años de abundancia”, y no a la corriente veraniega estacional.

Hasta la década del '50 se pensaba que la ocurrencia de una corriente mas intensa que lo normal en las costas del Perú era un fenómeno local. No fue sino hasta el año 1957, Año Internacional de la Geofísica cuando, se organizaron mediciones del océano global, que se determinó que el fenómeno de las costas del Perú tenía una escala que incluye todo el Pacífico tropical (¡por azar un evento Niño ocurrió en 1957!). Los datos obtenidos mostraron que al mismo tiempo los vientos alisios estaban debilitados. Jacob Bjerknes, de la Universidad de California, propuso en 1969 que el cambio en los vientos causó el cambio en las temperaturas de superficie del mar. Pero, ¿por qué estaban debilitados los vientos?

A comienzos del siglo XX, Sir Gilbert Walker, trabajando en el problema de los monsoones de la India, descubrió la existencia de la Oscilación Sur, una fluctuación interanual, coherente, en las condiciones atmosféricas que corresponde a un dipolo de presiones en el Pacífico: cuando la presión es alta en Tahiti (Pacífico suroriental), la presión es baja en Darwin (norte de Australia) como se muestra en la figura 73.

A las condiciones medias de circulación en el plano vertical en el Pacífico ecuatorial se denomina hoy día como celda de Walker y la vimos en un capítulo anterior. La Oscilación Sur se puede ver entonces como la variación interanual en la intensidad de la celda de Walker.

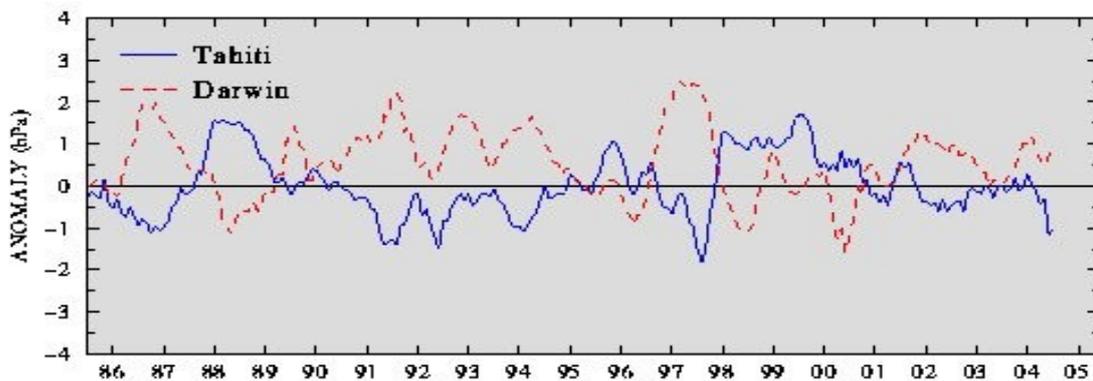


Figura 73 - Series temporales de anomalías de presión de superficie en Tahiti y Darwin.

La figura 74 muestra un mapa de correlación de la presión en superficie de Darwin con la presión de superficie global. El mapa muestra claramente la existencia de un dipolo en las variaciones de presión con un centro en Darwin y el otro centro de signo opuesto cerca de Tahiti.

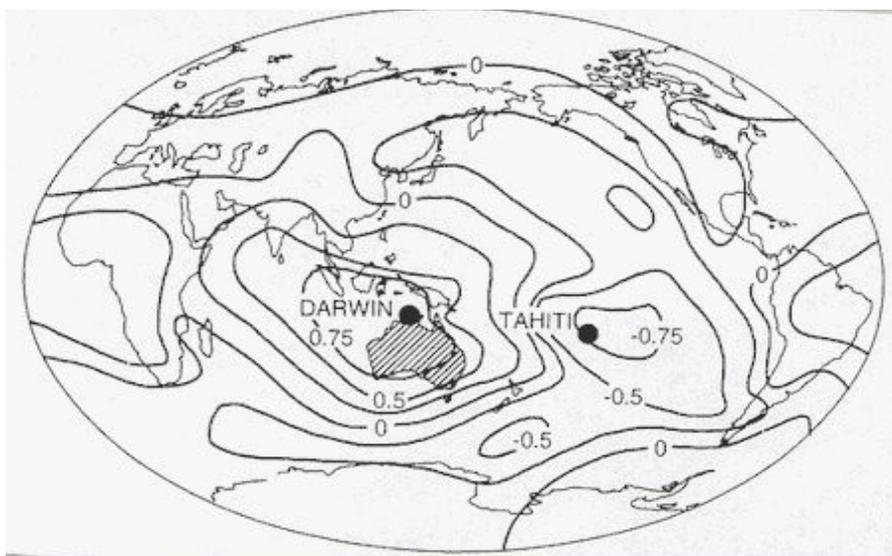


Figura 74 – Correlación de la presión en superficie en Darwin con la presión en superficie global.

Walker documentó también que la Oscilación Sur tiene un período de alrededor de 3-4 años en promedio, y que una baja presión en Tahiti y alta presión en Darwin coincidían con vientos alisios más débiles. Sus resultados fueron criticados pues Walker no pudo explicar la existencia de las oscilaciones coherentes globales, y quedaron en el olvido por varias décadas.

El interés en el trabajo de Walker revivió cuando Bjerknes usando los datos recabados en el 1957 propuso que los vientos alisios débiles en 1957 no sólo causaron la aparición de aguas cálidas en el Pacífico equatorial, sino que a su vez fueron inducidos por el incremento de temperatura de superficie del mar en el año. Este argumento circular implicó que el fenómeno no es estrictamente oceánico ni atmosférico, sino que es un producto de la interacción entre los dos medios.

Bjerknes luego generalizó y propuso que la continua Oscilación Sur encontrada por Walker, y no sólo el evento de 1957, era la causa y la consecuencia de patrones de temperatura de superficie del mar que cambian continuamente. Esto significa que el Niño no es un evento aislado, sino una fase de un ciclo. La fase opuesta de El Niño ha sido llamada La Niña. Comparado con el ciclo estacional que está forzado por la variación en la intensidad de la radiación solar, la Oscilación Sur corresponde a un modo natural de oscilación del sistema acoplado oceano-atmósfera, y es literalmente la música de las esferas (la atmósfera y la hidrósfera).

El proceso de crecimiento de un evento Niño involucra entonces una retroalimentación positiva, denominada retroalimentación de Bjerknes, que se puede describir de la siguiente forma:

Alisios débiles → Se profundiza la termoclina y decrece afloramiento en el Pacífico este → se calienta el Pacífico este → decrece la diferencia E-W de TSM y disminuye la diferencia de presión W-E → alisios débiles → ...

Este proceso de retroalimentación positiva intensifica las anomalías positivas de TSM en el Pacífico este. De máxima importancia en este proceso de retroalimentación es la profundización de la termoclina en el Pacífico este pues da a lugar que las aguas que afloran desde subsuperficie sean más cálidas que lo normal. Esta profundización de la termoclina es resultado de un debilitamiento de los vientos alisios en el Pacífico central durante unas semanas (“westerly wind bursts”). Este debilitamiento genera en esas longitudes una profundización de la termoclina que luego se propaga hacia el este en forma de onda de Kelvin. Cuando, al cabo de 2 meses, la onda llega a las costas de Sudamérica la retroalimentación de Bjerknes se ve favorecida para actuar pues las aguas que emergen son más cálidas debilitando la diferencia de temperatura ecuatorial este-oeste y así disminuyendo los alisios. La figura 63 muestra la evolución típica de un evento Niño y la propagación de la anomalía de temperatura positiva en profundidad asociada a la profundización de la termoclina.

El proceso de retroalimentación positivo que ocurre en el Pacífico este y hace crecer la anomalía de temperatura asociada a El Niño dura unos 6 meses. Luego, aparece un proceso

que lo debilita y hace que el Pacífico tienda a volver a sus condiciones medias o evolucione hacia un evento La Niña. Durante los “westerly wind bursts” no solo se crea una onda que profundiza la termoclina ecuatorial y se propaga hacia el este, sino que también se crea una perturbación en la termoclina un poco hacia el norte y sur del ecuador que tiende a hacer la termoclina mas somera. Este perturbación se propaga hacia el oeste en forma de onda de Rossby, que viaja mas despacio que la onda de Kelvin. La onda de Rossby “somera” se propaga hacia el oeste hasta las costas de Australia, donde se refleja en forma de onda de Kelvin somera que a su vez se propaga hacia el este y llega a las costas de Sudamérica varios meses mas tarde. Este someramiento de la termoclina se observa a través de la anomalía fría de temperatura en la figura 75. En total, la señal de “someramiento” de la termoclina demora unos 7-8 meses desde su creación hasta que llega a la costa de Sudamerica. Cuando llega, esta onda genera una termoclina mas somera en la cuenca este que induce un enfriamiento de las aguas que afloran cortando así la retroalimentación de Bjerkness. En algunos casos la retroalimentación de Bjerkness con una termoclina somera amplifica una anomalía de temperatura de superficie del mar negativa (fría) dando lugar a un fenómeno de La Niña.

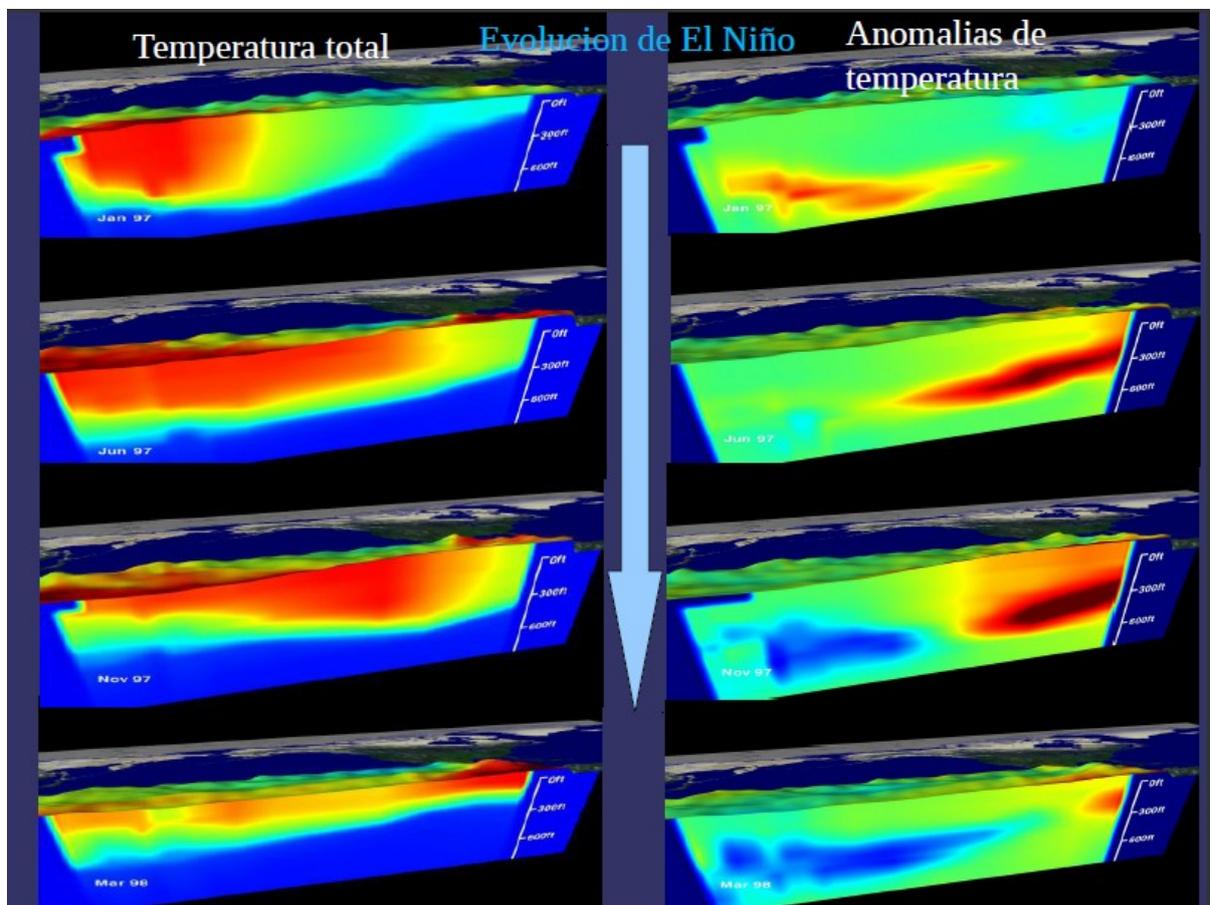


Figura 75 – Evolucion de la temperatura (paneles a la izquierda) y de la anomalía de temperatura (paneles a la derecha) durante el fenómeno de El Niño.

La figura 76 muestra un esquema de los procesos físicos que dominan el fenómeno de El Niño. En forma de resumen, la dinámica de El Niño implica una retroalimentacion positiva (de Bjerkness) en el Pacífico este que depende de una profundización de la termoclina inducida por una onda de Kelvin + una respuesta retardada en el tiempo debido a la

propagación de una onda de Rossby hacia el oeste, luego reflejada hacia el este en forma de onda de Kelvin que genera una termoclina mas somera. Ambas ondas son forzadas por los “westerly wind bursts” en el Pacífico central.

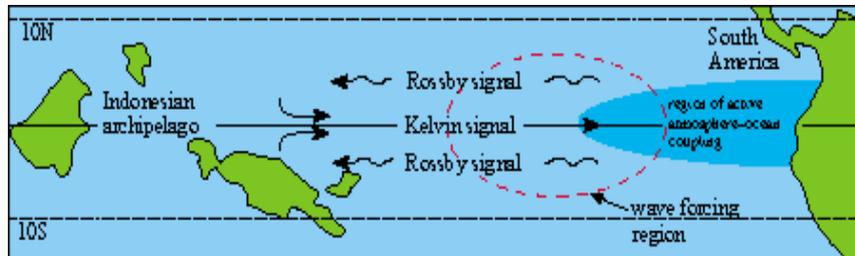
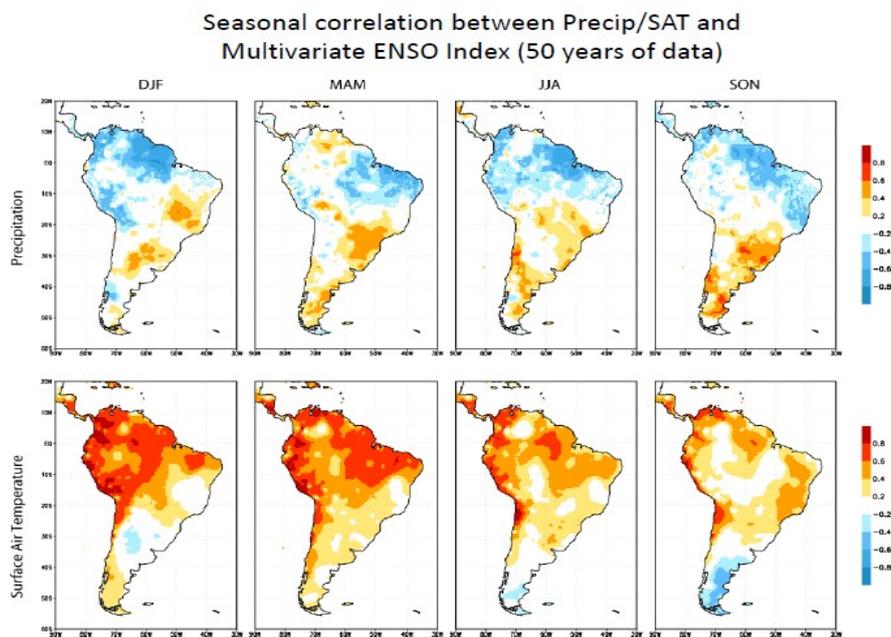


Figura 76 Esquema de procesos durante El Niño.

Por último, ¿cómo influye El Niño regiones tan remotas? El calentamiento asociado a El Niño en la región ecuatorial cambia las regiones donde llueve normalmente en el Pacífico (ver figura 71). Cuando llueve, durante el proceso de condensación que ocurre en la formación de nubes se libera calor latente en la atmósfera tropical en lugares donde comunmente no pasa. Por lo tanto, esas regiones deben sacarse esa energía extra de encima y lo hacen a través de la propagación de ondas hacia los dos hemisferios. En el HS uno de los patrones fundamentales que induce El Niño es una combinación de PSA1 y PSA2, que depende de la estructura de las anomalías de TSM. Así, estos patrones modifican la circulación de vientos regional en lugares remotos dando lugar a anomalías de lluvia y temperatura. La figura 77 muestra las anomalías de precipitación y temperatura de superficie del aire en Sudamérica en las diferentes estaciones del año.



En nuestro país, en promedio, un evento Niño tiende a generar lluvias por encima de lo normal principalmente al norte del río Negro en Octubre-Enero, mientras que un evento La Niña genera déficit de lluvias. Por otro lado, en mayo-julio hay una tendencia a temperaturas por encima de lo normal en años Niño. Igualmente, vale recordar que todos los eventos Niño/Niña son diferentes y cada uno, dependiendo de sus características de anomalía de temperatura de superficie del mar y evolución temporal, daran lugar a anomalías de lluvia diferentes.

5.4 Oscilación decadales

El Niño-Oscilación Sur es el ejemplo de fluctuación climática por excelencia en escalas interanuales. En escalas mas largas los modos de variabilidad dominante son la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO).

La PDO es el patrón de temperatura de superficie del mar dominante en el océano Pacífico en escalas de décadas. En su fase positiva consiste en un calentamiento de la región tropical y un enfriamiento del Pacífico norte; lo opuesto en su fase negativa (ver figura 78). Tiene escalas temporales de entre 15-25 años y 50-70 años, pero dado que el registro histórico tiene cerca de 100 años no es posible asignarle una frecuencia definida.

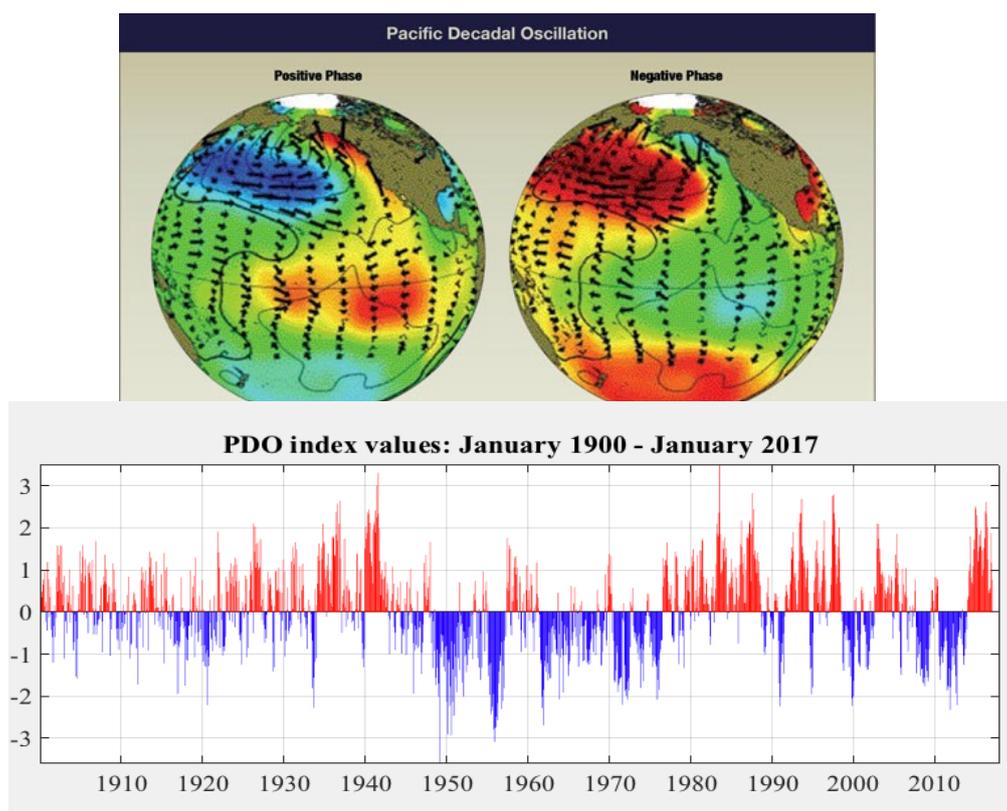
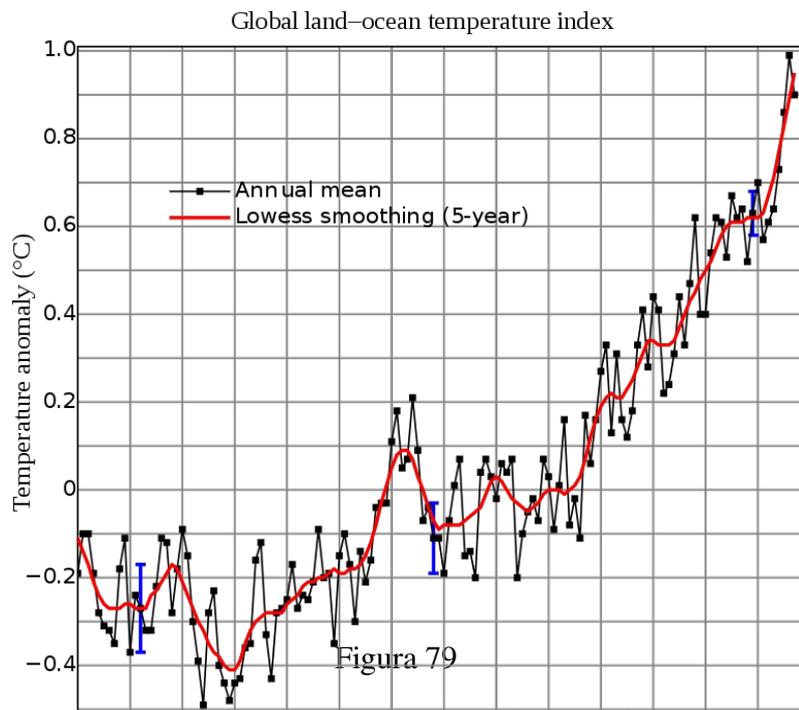


Figura 78 – Patrón de PDO.

El patrón espacial de la PDO es similar al de El Niño pero el mayor peso se encuentra en la región del Pacífico norte, y no en la región ecuatorial. La PDO está asociada con fluctuaciones en la baja Aleutiana y en los vientos del oeste. Un cambio significativo de la PDO ocurrió en 1976-77 pasando de condiciones relativamente frías en el Pacífico tropical a cálidas. Este cambio de fase se asoció a cambios de gran escala en la circulación atmosférica a nivel global afectando la ocurrencia de huracanes, períodos de seca y lluviosos en diferentes regiones, así como la productividad de los ecosistemas marinos en el Pacífico. La PDO también intensifica o disminuye los impactos de El Niño de acuerdo a su fase. En nuestra región, la ocurrencia de un Niño durante una fase positiva de la PDO genera impactos mayores en las lluvias.

La PDO jugó un rol importante en el “hiatus” del calentamiento global ocurrido durante 1998-2013. En la figura 79 se observa que el calentamiento terrestre fue mas lento que en décadas anteriores entre 1998 y 2013. La explicación mas aceptada al día de hoy es que la PDO entró en una fase negativa en 1998 por lo que el Pacífico tropical estuvo mas frío de lo

normal. Así, el océano absorbió mas energía que en promedio disminuyendo la energía disponible para calentar la superficie terrestre.



Se ha propuesto varios mecanismos de generación de la PDO: (I) interacción océano-atmósfera en los extratropicos, (II) respuesta del océano a la variabilidad atmosférica, y (III) teleconexiones entre los trópicos y extratropicos. No obstante, al día de hoy no existe una teoría aceptada para explicar la PDO.

La AMO es un patrón de anomalía de temperatura de superficie del mar que ocurre en el Atlántico norte y es tal que en su fase positiva toda la cuenca desde el ecuador hasta el Artico se calienta con valores máximos cerca de Groenlandia (figura 80). Durante la fase negativa se enfría. La AMO exhibe una variabilidad con períodos cercanos a los 60-80 años, pero al igual que para la PDO no se puede asignar un período típico.

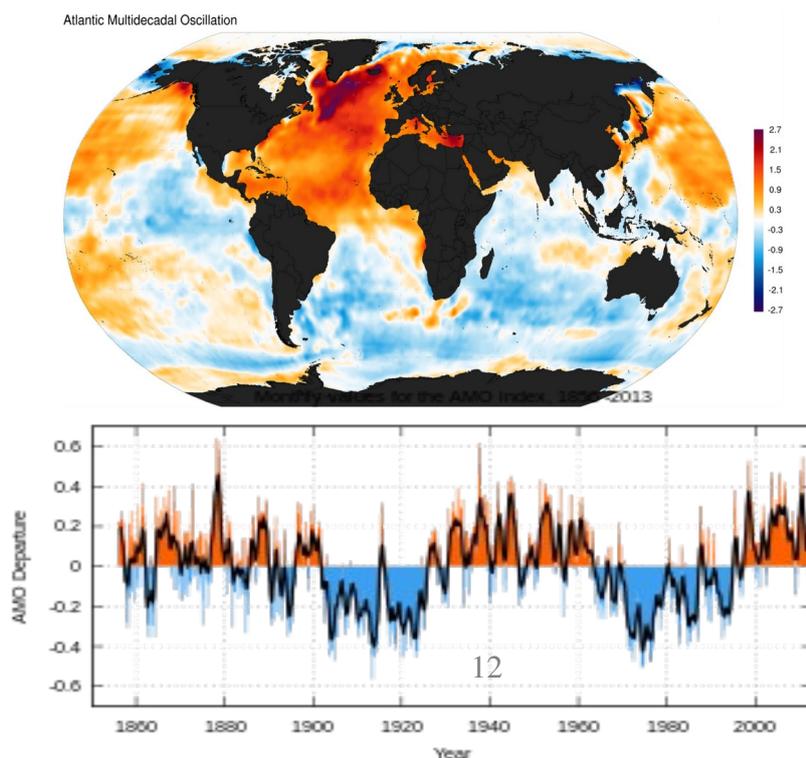


Figura 80

En los modelos numéricos la AMO está asociada a fluctuaciones en la rama Atlántica de la circulación termohalina de forma tal que un calentamiento está asociado a una intensificación de la circulación oceánica en el Atlántico. No obstante, los modelos presentan dificultades para simularla adecuadamente.

Una AMO en fase cálida se ha asociado a un aumento en la frecuencia de ocurrencia de huracanes en el Atlántico. Asimismo, las temperaturas cálidas en la región tropical tienden a correr la ZCIT hacia el norte generando déficit de lluvias en el nordeste brasilero y mayor lluvias en la región del Sahel en Africa. De esta forma, estas regiones muestran variaciones decadales en las lluvias.

La ocurrencia de una cierta fase de la AMO junto a otra de la PDO puede generar anomalías climáticas en diferentes regiones del planeta, por ejemplo en norte América.

Bibilografía principal

Introduction to Physical Oceanography, Bob Stewart
Is the temperature rising? George Philander
Ocean et climat. Jaques Merle

Referencias adicionales

Acha, E. M., Piola, A., Iribarne, O., Mianzan, H., 2015. Ecological Processes at Marine Fronts. Oases in the Ocean. Springer, 68P DOI 10.1007/978-3-319-15479-4.
Franco, B. C., Piola, A. R., Rivas, A. L., & Palma, E. D. (2009). La corriente de Malvinas. Ramas y frentes oceánicos en el mar patagónico. Ciencia Hoy, 19(114), 26-31.
Matano, R.P.; Palma, E.D. & Piola, A.R. 2010. The influence of the Brazil and Malvinas Currents on the Southwestern Atlantic Shelf circulation. Ocean Science, 6:983–95.
Piola, A. R., Romero, S., 2004. [Analysis of space-time variability of the Plata River Plume](#) . Gayana (Concepción) 68 (2), 482-486.
Piola A.R., Bianchi A.A., Rivas A.L., Palma E.D., Matano R.P. & Bleck R. The Brazil-Malvinas Confluence. <http://www.po.gso.uri.edu/wbc/Piola/bmc.htm#1.%20>
Saraceno, M., Simionato, C. G., & Ruiz Etcheverry, L. A. (2012). La Corriente de Malvinas y su rol en el clima de la Tierra. Revista del instituto geográfico nacional.
Tomczak, M., & Godfrey, J. S. (2005). Regional oceanography: an introduction. Elsevier.
UDELAR-ANCAP, 2014. Programa Oceanográfico de caracterización del margen continental uruguayo-ZONA ECONÓMICA EXCLUSIVA. Revisión Bibliográfica, 381p.