

INTERACCIÓN ATMÓSFERA-OCÉANO EN LA GENERACIÓN DE DIFERENTES TIPOS DE CALENTAMIENTO EN EL PACÍFICO ECUATORIAL SIMULADO POR UN MODELO ACOPLADO

William D. CABOS NARVÁEZ, F. J. ÁLVAREZ GARCÍA y M. J. ORTIZ BEVIÁ

Departamento de Física. Universidad de Alcalá

RESUMEN

Los mecanismos de interacción entre atmósfera y océano en el fenómeno El Niño - Oscilación del Sur son el objeto de estudio del presente trabajo. En la variabilidad del Pacífico Tropical simulada con un modelo acoplado atmósfera-océano se han discernido diferentes tipos de calentamiento ecuatorial. Éstos han sido separados mediante una técnica aglomerativa aplicada a las anomalías de la energía térmica contenida en las capas superiores del océano, lo que ha permitido establecer tres clases de eventos, cada una caracterizada por el modo peculiar en que aparecen y se distribuyen aquellas anomalías para producir el evento: así, en un primer grupo, las anomalías se generan y crecen a lo largo del ecuador, fundamentalmente al este de la región conocida como “*warm pool*”; en el segundo, en cambio, es al norte del ecuador donde surgen las anomalías que progresivamente se acumulan en el oeste de la cuenca, desde donde finalmente ocupan el ecuador y se amplifican, llevando el calentamiento a su máximo; rasgos similares en esencia a éstos son también propios del tercer conjunto de eventos. Establecida la clasificación, se examinan los procesos físicos responsables de los distintos tipos de eventos, para lo cual es de gran utilidad la inspección del balance térmico de la capa de mezcla del océano simulado.

Palabras clave: Interacción Atmósfera-Océano, Modelo Acoplado, El Niño-Oscilación del Sur, Contenido de Calor, Agrupamiento en Conglomerados, Capa de mezcla, Balance Térmico.

ABSTRACT

The mechanisms of interaction between atmosphere and ocean in the El Niño-Southern Oscillation phenomenon are the focus of this study. Different types of equatorial warm events have been found to be present in the variability of the Tropical Pacific simulated with a coupled GCM. They have been grouped into three distinct classes by means of a clustering technique applied to anomalies of the thermal energy in the upper layers of the ocean. Each class is characterized by the manner in which anomalies evolve during the event. Thus, anomalies appear and grow along the equator, basically east of the so-called “warm pool” region, for events in the first group. For those in the second one, however, it is north of the equator where anomalies develop. They progressively

accumulate in the western margin of the basin and penetrate into the equator later on, where they amplify and take the event to its peak. Essentially similar features are also characteristic of events of the third class. The physical processes responsible for the different types of events are examined after the classification is established. Inspection of the thermal balance in the mixed layer is extremely useful for this purpose.

Key words: *Atmosphere-Ocean Interaction, Coupled Model, El Niño-Southern Oscillation, Heat Content, Clusters, Mixed Layer, Thermal Balance.*

1. INTRODUCCIÓN

El calentamiento anómalo de las aguas en el Este y Centro del Océano Pacífico Ecuatorial es uno de los rasgos fundamentales de la parte oceánica de un fenómeno acoplado de la atmósfera y el océano, que en la atmósfera se manifiesta de modo más notable en una modificación drástica de la circulación zonal en los trópicos, con el consiguiente desplazamiento de las zonas convectivas asociadas a ella y un fuerte impacto en el régimen hídrico de aquellas regiones. El conjunto de esta fenomenología, en la que océano y atmósfera se hallan estrechamente vinculados, es llamada El Niño - Oscilación del Sur (ENSO) y constituye la señal climática interanual más relevante a escala global, con importantes teleconexiones en todo el planeta.

El origen de ENSO en las interacciones entre atmósfera y océano fue ya conjeturado en ICHIYE y PETERSON (1963), y BJERKNES (1969) proporcionó una primera descripción de la retroalimentación entre temperatura de la superficie marina (SST) y circulación atmosférica. La hipótesis esencial de que ENSO nace del acoplamiento de los sistemas atmosférico y oceánico ha sido confirmada desde entonces por los resultados de un importante esfuerzo investigador, que ha puesto de manifiesto la complejidad de aquellas interacciones. Particularmente notable ha sido el progreso alcanzado durante el programa TOGA (ANDERSON *et al.* (eds.) (1998)), en cuyo marco se ha aplicado una amplia gama de modelos, desde los de aguas someras más sencillos a los más sofisticados que acoplan modelos de circulación general oceánica y atmosférica, con el afán de comprender los procesos físicos responsables del fenómeno. Una noción fundamental en la construcción de la teoría de ENSO fue suministrada por SCHOPF y SUÁREZ (1988), e independientemente en otros trabajos coetáneos, al proponer el modelo del oscilador retardado. Con él se mostró la posibilidad de un mecanismo oscilatorio capaz de explicar la transición entre calentamientos y enfriamientos ecuatoriales merced a la memoria proporcionada por el sistema oceánico. Ulteriores refinamientos y generalizaciones de este concepto han constituido el importante paradigma teórico de la "memoria subsuperficial oceánica" (NEELIN *et al.* (1998)), en el que el contenido de calor y la estructura térmica de las capas superiores del océano juegan un papel crucial. La generación de un evento cálido en este esquema tiene lugar al introducirse en el ecuador anomalías de contenido de calor acumuladas al oeste en las regiones extraecuatoriales. En el hecho de que estas regiones presentan un tiempo de ajuste más largo que la ecuatorial frente a las variaciones del forzamiento atmosférico reside la memoria que motivará el paso a la fase de signo opuesto.

No obstante la relevancia del anterior modelo teórico, ENSO se resiste hasta el momento a los intentos de incluir todos sus aspectos en un único marco conceptual. Diferencias en el comporta-

miento de los eventos han sido detectadas tanto en las observaciones (valga como ejemplo la sorpresa que supuso para la comunidad científica el fuerte El Niño de 1982-1983, radicalmente diferente del ENSO “canónico” (RASMUSSEN y CARPENTER, 1982) definido por entonces) como en simulaciones con modelos acoplados. Un esfuerzo por clasificar esta variedad en un modelo acoplado y extraer sus características principales se presenta en este escrito.

En la siguiente sección damos los detalles de la simulación analizada en este estudio, así como los de la metodología utilizada en él. Los resultados son descritos a continuación, y una discusión sobre los mismos pone fin al trabajo.

2. METODOLOGÍA

Los datos analizados proceden de una simulación efectuada con un modelo acoplado cuya componente atmosférica es el modelo de circulación general ECHAM4, mientras que la oceánica es OPYC3, un modelo de circulación general en coordenadas isopycnas acoplado a un modelo de capa de mezcla y a otro de hielo marino. Ambos modelos fueron diseñados en el Max Planck Institut für Meteorologie (Hamburgo). Para detalles sobre la simulación que nos ocupa el lector puede remitirse a ROECKNER *et al.* (1995) o a BACHER *et al.* (1996).

En su salida, el modelo suministra variables oceánicas como temperatura, salinidad, flujos de masa y espesor de cada capa con un intervalo de cinco días. La contribución de los distintos términos que intervienen en el balance térmico de la capa de mezcla se guarda mensualmente. Se analizan aquí 200 años de simulación, correspondientes a los años 375 a 575 de la misma.

A pesar de que la resolución vertical del modelo oceánico no es alta (11 capas), el ciclo anual simulado es realista, gracias al esquema de acoplamiento utilizado. En cuanto a la variabilidad interanual en el Pacífico Tropical, a la que está dedicado el trabajo, el modelo presenta grandes similitudes con la evolución observada, siendo la magnitud de las anomalías simuladas realista, y la escala de la variabilidad también (ROECKNER *et al.* (1995), BACHER *et al.* (1996)).

El primer paso para el estudio de los eventos cálidos es su identificación, para la cual nos hemos servido del índice Niño3 (promedio de las anomalías en la región (150°W-90°W, 5°S-5°N) y del siguiente criterio: consideramos que tiene lugar un evento ENSO cuando la anomalía de SST supera el umbral de 1.5 veces la desviación estándar del índice; es necesario, además, que no se haya identificado ningún otro evento dentro del mismo año (TRENBERTH (1997)). Hemos llevado a cabo este proceso con el índice observado, constatando que los eventos identificados coinciden con los comúnmente aceptados en la literatura .

En la etapa de clasificación que sigue a la identificación de los eventos utilizaremos la energía térmica contenida en las cpas superiores del océano, conocida en la literatura como Contenido de Calor (HC), dada por:

$$HC(t, \vec{r}) = \rho C_p \int_{h_0}^0 (T(t, \vec{r}, z) - T_0(t, \vec{r})) dz$$

donde T_o es la temperatura a la profundidad $h_o = 365 \text{ m}$. Las anomalías de esta cantidad se determinan con respecto a la climatología del período de 200 años bajo estudio, y a ellas se aplica la técnica aglomerativa que se describe a continuación.

El empleo de un método aglomerativo se corresponde con la orientación clasificadora de este trabajo, que nos ha conducido a descartar las técnicas estadísticas de más frecuente aplicación, como el análisis de Funciones Empírica Ortogonales (EOF) o de Patrones Principales de Oscilación (POP), diseñadas para reducir la información a sus características más sobresalientes.

Nuestro criterio de clasificación está basado en una distancia entre eventos dada por:

$$d_{pq}^l = 1 - s_{pq}^l$$

siendo s_{pq}^l calculada con:

$$s_{pq}^l = \frac{\sum_{j=1}^N y_{pj}(l) y_{qj}(l)}{\sqrt{(\sum_{j=1}^N y_{pj}^2(l)) (\sum_{j=1}^N y_{qj}^2(l))}}$$

En estas expresiones, $y_p(l)$ e $y_q(l)$ representan los patrones espaciales de los eventos p y q en el instante l meses anterior al pico del evento en cuestión. En lo sucesivo referiremos el tiempo al mes de este pico, de modo que, p. ej, -1 mes se refiera a un mes antes y 1 mes a uno después de aquél.

La clasificación se efectúa en dos etapas. En la primera de ellas se han computado las distancias entre todos los eventos con los valores de l entre 18 y 1 meses, determinándose después un valor promedio de la distancia entre cada pareja de eventos sobre ese rango de l . Atendiendo a estas distancias promediadas se extraen pequeños grupos de eventos (con un número de elementos alrededor de 4 ó 5) que se muestran más próximos entre sí en este sentido, a la vez que distantes del resto. Conformados estos grupos iniciales, se calcula la media sobre sus integrantes para obtener su esquema representativo, que será empleado en la segunda fase de la clasificación. Durante ésta se calculan las distancias a cada uno de esos esquemas representativos para los eventos aún no clasificados, incluyéndolos después en aquel grupo con el que la distancia sea mínima. En esta etapa se han utilizado valores de l de 12 a 7 meses, promediando, como antes, la distancia sobre ellos.

Finalizado este proceso de clasificación fundado en la proximidad de la evolución del HC en distintos eventos, se estudian los mecanismos que caracterizan a los diferentes grupos mediante el examen del comportamiento de las demás variables del sistema (SST, vientos, profundidad de la capa de mezcla (MLD)) y del balance térmico de la capa de mezcla. A este último contribuyen i) la advección de calor por las corrientes oceánicas, ii) la difusión horizontal del mismo, iii) los intercambios con la atmósfera en forma de calor latente y sensible, iv) la convección en el seno de la capa de mezcla y v) el intercambio de masa con las capas subyacentes, que supone o bien la entrada de aguas con distinta temperatura, o bien una pérdida de masa que afecta a la temperatura en tanto que el calor se distribuye a lo largo de toda la profundidad de la capa de mezcla, siendo así su espesor y densidad determinantes en la respuesta de la temperatura a los flujos de calor. Es importante hacer notar la relevancia que estos mecanismos tiene para la SST, equivalente en el

Tabla 1: EXTENSIÓN ESPACIAL DE LAS DIFERENTES REGIONES OCEÁNICAS ESTUDIADAS

<i>Región</i>	<i>Longitud(grados)</i>	<i>Latitud(grados)</i>
EQ1	130 E – 150 E	5 S – 5 N
EQ2	150 E – 170 W	5 S – 5 N
EQ3	170 W – 130 W	5 S – 5 N
NOR1	130 E – 150 E	5 N – 15 N

modelo a la temperatura de la capa de mezcla. Para simplificar el análisis sin perder la estructura espacial del fenómeno, hemos definido una serie de índices, promediando las magnitudes físicas en distintas regiones. Las regiones se han definido siguiendo criterios dinámicos y termodinámicos así como por razones históricas.

3. RESULTADOS

Según se ha indicado ya, la simulación exhibe una importante variabilidad interanual en el Pacífico ecuatorial, con características afines a la observada, y en la que hemos identificado 62 eventos cálidos. En la clasificación se han encontrado tres grupos, con los detalles dados en la tabla 2. Se aprecia que la distribución de eventos entre los grupos es equitativa en cuanto a su número de elementos. A continuación se describe cada grupo.

Tabla 2: RESULTADOS DE LA CLASIFICACIÓN DE EVENTOS

<i>Grupo</i>	<i>Número de elementos en el grupo</i>	<i>Distancia media dentro del grupo</i>	<i>Varianza</i>	<i>Distancia media fuera del grupo</i>	<i>Varianza</i>
I	17	0.46	0.07	1.22	0.17
II	23	0.42	0.09	0.66	0.20
III	22	0.34	0.08	0.76	0.20

3.1. Eventos ENSO de tipo I

Los eventos del grupo I se caracterizan por la aparición, en el mes -13, de anomalías positivas de HC en el Pacífico ecuatorial, entre 140°W y la línea de cambio de fecha. Su propagación hacia el este da lugar a la formación, en el mes -10, de anomalías positivas de SST entre 120°W y 100°W. En el campo de MLD se observan también anomalías positivas en la región en ese instante. En el extremo oeste de las anomalías de SST, hacia 120°W, hay convergencia anómala de los vientos zonales. En los 6 meses que siguen las anomalías positivas de SST se refuerzan y se extienden hacia el oeste; la zona de convergencia anómala de vientos se desplaza con ellas y se sitúa en los alrededores de 160°W. Las anomalías positivas de HC siguen la misma evolución que las de SST; las de MLD se intensifican y ocupan el ecuador entre 150°W y 120°W, en tanto que al oeste y hasta la línea de fecha se ha ido constituyendo una zona de fuertes anomalías negativas. Durante estos

6 meses aparecen anomalías negativas débiles al este de las positivas, entre 100°W y la costa americana; también se han formado anomalías negativas de HC, aparentemente asociadas a bombeo de Ekman anómalo, en el oeste del Pacífico a lo largo del paralelo de 10°N . Estas anomalías negativas de HC van ocupando el oeste del ecuador en los meses siguientes, mientras las anomalías positivas tanto de HC como de SST se desplazan hacia el este, alcanzándose el pico de las últimas entre 120°W y 100°W , para debilitarse progresivamente a continuación.

En cuanto a los términos del balance térmico de la capa de mezcla, las contribuciones de mayor importancia son las de intercambio con las capas inferiores, advección y flujos de calor atmosféricos. Las dos primeras comienzan a ser relevantes en el ecuador entre 130°W y 110°W ya en el mes -11, justo antes de que se establezcan las anomalías de SST. Durante los meses -10 a -3, el primero de estos términos colabora en el calentamiento principalmente en la región al este de 120°W , sin llegar a 100°W , y también al oeste, hasta 160°W , siempre cerca del máximo de las anomalías de SST. Durante estos meses la advección parece ser igualmente responsable de la extensión de las anomalías positivas de SST y HC hacia el oeste, siendo su aportación al calentamiento más importante al oeste de 120°W . Entre esta longitud y la de 100°W , en cambio, su contribución es de signo negativo en el ecuador. En los tres meses que siguen hasta el pico del evento, la advección se intensifica en el este y alcanza su mayor magnitud en el mes del pico entre 130°W y 110°W , siendo negativa más al este. El término de mezcla con las capas subyacentes se hace positivo y fuerte desde 120°W hasta la costa americana durante estos meses. El flujo de calor atmosférico es la principal contribución negativa durante el evento, siguiendo la evolución de las anomalías positivas de SST a lo largo del ecuador; es positivo sobre las anomalías negativas junto a

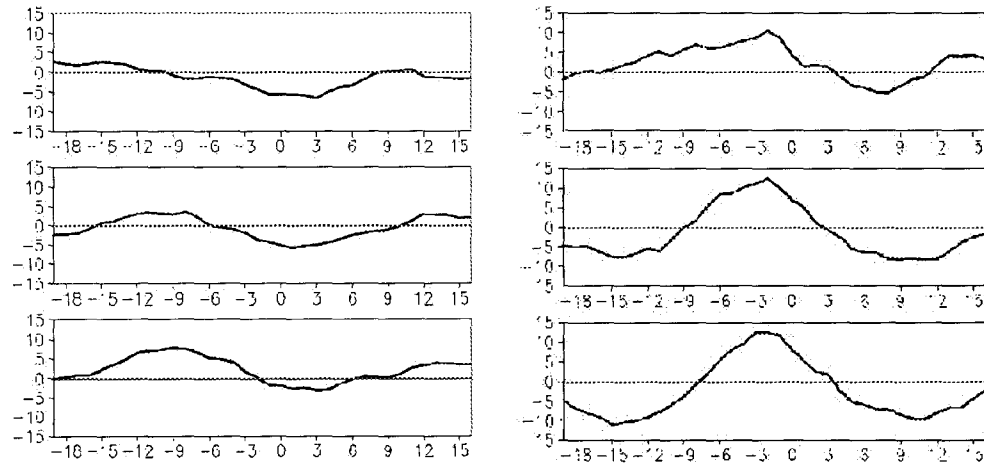


Fig. 1: Anomalías de Contenido de Calor (HC) en la región Eq1 (izquierda) y en la región Eq3 (derecha) para los distintos tipos de eventos. Panel superior: eventos tipo I. Intermedio: eventos tipo II. Inferior: eventos tipo III. El eje horizontal indica meses después del pico.

la costa este en la primera etapa del evento. Durante los meses -1 a 2 es particularmente fuerte y de signo negativo a lo largo de todo el ecuador al oeste de 160°E.

3.2. Eventos ENSO de tipo II

En los eventos de tipo II, anomalías negativas de HC y SST ocupan el centro y este del Pacífico ecuatorial en el mes -12. Durante los tres meses anteriores anomalías positivas de HC al norte del ecuador (5°N-10°N) han viajado al oeste del océano y, cruzando el ecuador, comienzan a acumularse alrededor del paralelo 5°S entre 150°E y 170°E. Vientos anómalos intensos del este al oeste de 160°W caracterizan el período. En los 3 meses que siguen la acumulación de calor continúa en el sur, entre 150°E y la línea de fecha, donde las anomalías del viento, debilitadas en el ecuador, son intensas y del este. En los dos meses siguientes estos vientos son sustituidos por intensas anomalías del oeste que cubren la banda 5°S-10°N al oeste de la línea de fecha. Paralelamente a la aparición de estos vientos las anomalías de HC surecuatoriales ocupan el ecuador, cubriéndolo desde 160°E a 110°W en el mes -6. Se forman también anomalías positivas de SST en el ecuador con centro en 120°W, al oeste de las cuales surge una pequeña zona de anomalías positivas de MLD. Anomalías negativas de HC, procedentes de las que han sido desplazadas del ecuador, ocupan ahora la franja de latitudes 5°N-10°N desde las costas filipinas hasta 120°W. El desarrollo posterior del evento es muy similar al que presentan los de tipo I tras la aparición de las anomalías en el este del ecuador: allí se intensifican las de HC y SST y se extienden hacia el oeste; hay convergencia al oeste del máximo de SST, bajo el cual la capa de mezcla es anormalmente profunda, mientras es más delgada al oeste. Finalmente las anomalías de HC norecuatoriales entran en el ecuador por el oeste, a la vez que las de SST y HC del ecuador se desplazan al este; la SST llega al pico aquí, tras lo cual se disipan paulatinamente las anomalías. El balance térmico en esta etapa evoluciona en términos similares, con importantes contribuciones positivas por parte de la advección y de la mezcla, tanto en la intensificación y extensión de las anomalías hacia el oeste como en la fase previa al pico, cuando las anomalías máximas se desplazan al este, y la aportación negativa de los flujos atmosféricos, especialmente en la última parte del evento.

No obstante estas similitudes, los eventos de tipo II se distinguen de modo radical de los de tipo I en su generación, que involucra, como hemos visto, una acumulación de calor al sur del ecuador en el Pacífico oriental. Tanto en dicha acumulación como en el tránsito al ecuador de esas anomalías juegan un papel determinante los flujos atmosféricos. Desde el mes -14 hasta el -6 en que aparecen las anomalías de SST en el este del ecuador y la advección y la mezcla son más importantes, flujos atmosféricos positivos van precediendo el crecimiento de las anomalías surecuatoriales y su paso, durante los meses -9, -8, y -7, al ecuador.

3.3. Eventos ENSO de tipo III

A partir del mes -6, cuando aparecen las anomalías positivas de SST en el este del ecuador, los eventos del tipo III se comportan como los de los grupos I y II. Las diferencias con estos dos tipos hay que buscarlas de nuevo en las fases iniciales del evento. En ellas el tipo III es muy parecido al II: alrededor del mes -12 se presenta una acumulación de anomalías de HC en el oeste del Pacífico, y las anomalías de viento son fuertes y del este en el ecuador al oeste de 140°W; la diferencia con el tipo II estriba en que si en éste las anomalías del norte desaparecían prácticamente y eran las surecuatoriales las que finalmente desencadenaban el evento, en el grupo III sí hay anomalías

en el ecuador y al norte, de modo que la penetración de calor en el este no tiene lugar exclusivamente desde el sur. Los flujos atmosféricos aparecen de nuevo ligados a las anomalías del sur, pero

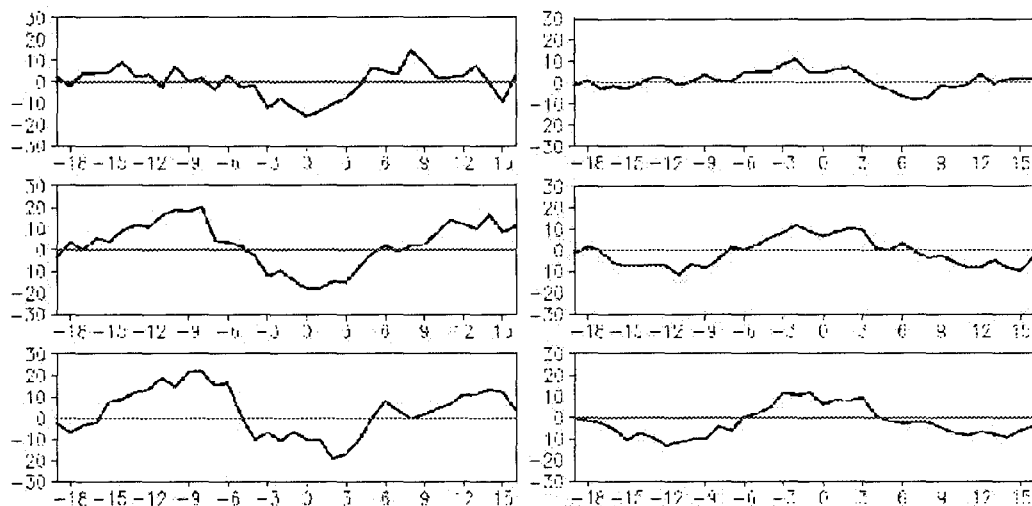


Fig. 2: Anomalías del flujo de calor atmosférico (izquierda) y del término de advección (derecha) en el balance térmico de la capa de mezcla en la región Eq2 para los distintos tipos de eventos. Panel superior: eventos tipo I. Intermedio: eventos tipo II. Inferior: eventos tipo III. El eje horizontal indica meses después del pico.

su participación en la propagación del calor hacia el este es ahora menos nítida. El régimen de vientos es ligeramente diferente en este período con respecto al del tipo II, en el que el debilitamiento de los vientos del este y la inversión de su sentido en el ecuador suceden antes que en los eventos de clase III.

3.4. Comparación entre los diferentes tipos de eventos

Con el fin de examinar más fácilmente la evolución de los distintos tipos de eventos hemos construido índices en regiones que se definen en la tabla 1. En las figuras 1 a 3 hemos representado estos índices para diversas variables con el fin de ilustrar los aspectos más significativos que se extraen de la clasificación anterior.

Así, la figura 1 muestra índices correspondientes al ecuador occidental (eq1) y oriental (eq3) para la variable HC. En el primero de ellos se aprecia la importante acumulación de calor que tiene lugar en esa región en los eventos de tipo III, frente a la mucho más débil del grupo II y aún menor en el tipo I. El índice eq3, definido en una región más al oeste, muestra cómo las anomalías positivas aparecen en esta zona antes (mes -10) en los eventos de tipo I que en los de tipo II y III (mes -6); este rasgo está también presente en las anomalías de SST y MLD (no representadas). Otra diferencia importante de los eventos de tipo I frente a los otros e ilustrada en esta figura a través

del índice equ3 es la aparición en los tipos II y III de anomalías negativas de HC hasta el mes -8, cosa que no sucede para los eventos de tipo I.

En la figura 2 se muestra el índice eq2, en el centro-oeste del Pacífico ecuatorial, calculado para los términos de advección, mezcla y flujos atmosféricos del balance térmico de la capa de mezcla. Puede apreciarse un enfriamiento intenso por advección en la zona para los eventos de tipo II y III desde al menos el mes -16 meses hasta el -6. Esta característica está ausente en los eventos de tipo I, en los que las anomalías en la advección son pequeñas y con signo positivo en gran parte de ese período. La relevancia de los flujos atmosféricos para los eventos de tipo II y III se aprecia claramente también en la figura 2; estos flujos son positivos e intensos desde el mes -16 hasta el -6, en consonancia con la descripción dada más arriba. Este rasgo está ausente en los eventos de tipo I, como muestra la figura.

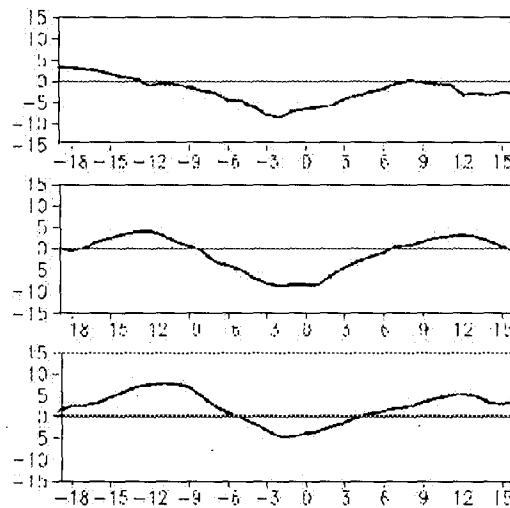


Fig. 3: Anomalías de Contenido de Calor (HC) en la región Nor1 para los distintos tipos de eventos. Panel superior: eventos tipo I. Intermedio: eventos tipo II. Inferior: eventos tipo III. El eje horizontal indica meses después del pico.

Por último, en la figura 3 mostramos el índice nor1, correspondiente a la región al norte del ecuador en el oeste del Pacífico, calculado para las anomalías de HC. Este índice muestra el diferente comportamiento que en esa zona presentan los eventos de tipo I frente a los tipos II y III. Para estos últimos, encontramos allí una importante acumulación de anomalías positivas de HC de los meses -16 a -6, particularmente fuertes en los eventos del grupo III; esta característica es apenas notable en los eventos de tipo I. En los de tipo II y III, además, vuelve a aparecer calor en la región tras el pico del evento, 4 meses después en los eventos tipo III y 6 en los de tipo II. Este calor es resultado de una recirculación de las anomalías tras el evento. Puede observarse también que los eventos de tipo II tienen aquí anomalías negativas más intensas que los del tipo III durante los 8 meses anteriores al pico y poco después de él.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Mediante el uso de una técnica aglomerativa hemos logrado discernir tres clases de eventos cálidos en el Pacífico ecuatorial. Las diferencias entre los eventos pertenecientes a los distintos grupos se presentan, según hemos visto, en una etapa inicial de los mismos que conduce a la aparición de anomalías positivas de SST en el este del ecuador. La evolución posterior es en todos los casos cualitativamente similar y obedece a la interacción entre vientos, SST y estructura térmica subsuperficial; así, la descripción de los eventos dada más arriba para esta fase es congruente con el siguiente esquema de amplificación de las anomalías por retroalimentación entre atmósfera y océano: las anomalías de SST iniciales originan, como hemos visto, convergencia de los vientos zonales en su extremo oeste; esta convergencia refuerza las anomalías de SST y las extiende hacia el oeste mediante “downwelling” bajo ella y por advección asociada a él. Al este de esta convergencia, donde la advección es negativa, las anomalías de SST se mantienen merced al término de mezcla con las capas inferiores, cuyo signo positivo se debe al transporte por el afloramiento medio de las anomalías positivas existentes en la estructura térmica de la subsuperficie. Más al este, cerca de la costa, donde los alisios se han intensificado, surgen pequeñas anomalías negativas de SST. La amplificación de las anomalías de SST y con ellas de los vientos anómalos del oeste en el Pacífico occidental acaba desembocando en una fuerte advección hacia el este, donde se acumula calor y se llega al pico del evento; la contribución del término de mezcla se desplaza también hacia el este y es asimismo importante en la llegada al máximo de SST. Finalmente, los flujos de calor atmosférico se encargan de disipar las anomalías.

En contraste con este desarrollo común del evento, hay diferencias fundamentales en el comportamiento en las fases previas entre los eventos de clase I y los de las II y III, y menos importantes entre los eventos de estos dos últimos grupos. Destacan dos tipos de evolución:

- Por un lado, la generación de los eventos I es esencialmente ecuatorial, mientras que en el caso de los tipos II y III las anomalías de calor en el ecuador proceden de una acumulación de calor en el sur del ecuador (tipo II) o en el sur y norte del mismo (tipo III).
- Los flujos atmosféricos juegan un papel relevante en este período previo para estos últimos eventos, lo que no sucede en los de clase I.
- En los eventos de clase I, la etapa de crecimiento del evento es más larga, con aparición de las anomalías de SST en el ecuador oriental ya 10 meses antes del pico, en tanto que esto no ocurre sino hasta el mes -6 en los otros grupos.
- El estado de las anomalías en todo el Pacífico tropical es en general diferente en unas y otras clases de eventos: en tanto que en los eventos I la etapa inicial no muestra anomalías intensas en ninguna variable, en los de tipo II y III la primera fase está marcada por fuertes anomalías negativas de SST y HC en el centro y este del Pacífico, y por alisios reforzados al oeste de 160°W. Es interesante notar que la evolución de esas anomalías negativas es análoga a la que presentan más adelante las positivas durante la última parte del evento, en ambos casos pasando las anomalías del ecuador al oeste del Pacífico hacia 10°N. También los términos del balance térmico son semejantes en estos dos casos, con signos inversos.

Estos rasgos parecen apuntar a la existencia de un modo básico en el modelo que correspondería esencialmente al paradigma de la 'memoria subsuperficial oceánica' apuntado más arriba, y que incluiría los eventos de tipo II y III, donde se aprecia la importancia de la región extraecuatorial en el paso de una fase a otra. La prevalencia de la oscilación representada por las clases II y III podría estar relacionada con el acentuado dominio de la escalas cuasi-bienales en los espectros de la variabilidad del modelo en la región.

Cabe destacar la eficacia del método utilizado en la clasificación, que ha permitido resaltar las diferencias en las fases iniciales pese a las similitudes posteriores. Con otras técnicas este parecido posiblemente habría apantallado las diferencias. Conviene recordar que en el establecimiento de los grupos en la primera parte de la clasificación se tuvo en cuenta la evolución del evento durante todo su desarrollo. Sólo más adelante, y para facilitar la distinción, nos fijamos en la etapa de 12 a 7 meses antes del pico. La similitud en la fase final estaba ya incluida en los grupos y no es, por tanto, un efecto espúreo de los cálculos.

5. AGRADECIMIENTOS

Agradecemos la colaboración de E. Sánchez, M. Seisdedos y A. Ruiz de Elvira.

F. Álvarez agradece a M. Prieto y C. Olalla la ayuda técnica y personal prestada.

Este trabajo ha sido financiado por el Programa Medio Ambiente y Clima de Unión Europea, contrato ENV4-CT98-0714 (SINTEX).

6. REFERENCIAS

ANDERSON, D. L. T., SARACHIK, E. S., WEBSTER, P. J., y ROTHSTEIN, L. M. (Eds.) (1998): "The TOGA Decade: Reviewing the Progress of El Niño Research and Prediction". *J. Geophys. Res. (Oceans)*, 103, 14167-14510.

BACHER, A., OBERHUBER, J. M., y ROECKNER, E. (1996): "ENSO dynamics and seasonal cycle in the tropical Pacific as simulated by the ECHAM4-OPYC3 coupled general circulation model". Max Planck Institut für Meteorologie, Report N°. 199, Hamburgo.

BJERKNES, J. (1969): "Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific". *Mon. Weather Rev.*, 18, 820-829.

ICHIYE, T. y PETERSON, J. (1963): "The anomalous rainfall of the 1957-58 winter in the equatorial central Pacific arid area". *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 41, 172-182.

NEELIN, J. D., BATTISTI, D. S., HIRST A. C., JIN, F., WAKATA, Y., ZEBIAK, S. E. y ANDERSON, D. (1998): "ENSO theory". *J. Geophys. Res. (Oceans)*, 103, 14261-14290.

RASMUSSEN, E. M. y CARPENTER, T. H. (1982): "Variations in the tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño". *Mon. Weather Rev.*, 111, 354-384.

ROECKNER, E., OBERHUBER, J. M., BACHER, A., CRISTOPH, M. y KIRCHNER, I. (1995): "ENSO variability and atmospheric response in a global coupled ocean-atmosphere GCM". Max

Planck Institut für Meteorologie Report N°. 170, Hamburgo.

SCHOPF, P. y SUÁREZ, M. (1988): "Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model". *J. Atmos. Sci.*, 45, 549-566.

TRENBERTH, K. E. (1997): "The definition of El Niño". *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2771-2777.