

Representación de la Fase de Transición entre Períodos Inactivos y Activos de la Oscilación Intraestacional en el Oeste del Pacífico en un Modelo Unidimensional Acoplado

Paula A. Agudelo¹ & Judith A. Curry¹

*1. School of Earth and Atmospheric Sciences
Georgia Institute of Technology
Atlanta, Georgia, USA
pagudelo@eas.gatech.edu*

Recibido para evaluación: 05 de Septiembre de 2007 / Aceptación: 18 de Septiembre de 2007 / Versión Final: 09 de Octubre de 2007

Resumen

La Oscilación Intraestacional (OIE) en el Océano Índico y en el oeste del Océano Pacífico tiene una gran influencia en el clima global, sin embargo, a pesar de su importancia, los modelos numéricos presentan grandes dificultades para simular sus principales características. En el presente estudio se parte de la hipótesis que una buena representación de la fase de transición entre las fases inactiva y activa de la OIE, y en especial del humedecimiento progresivo de la atmósfera, es fundamental para la buena simulación y predicción de la oscilación. El presente trabajo se concentra en el análisis de la habilidad de un modelo unidimensional acoplado para simular las características de la transición con la finalidad de comprender mejor las causas por las cuales los modelos fallan en la simulación de los eventos convectivos y hasta qué grado el acoplamiento entre el océano y la atmósfera es importante en la representación de la fase de transición y la siguiente fase activa. Los resultados muestran que el modelo falla en reproducir adecuadamente la transición produciendo precipitación en cada paso de las integraciones impidiendo la acumulación necesaria de energía para que se presenten los eventos convectivos de larga vida. Igualmente los resultados sugieren que el acoplamiento entre el océano y la atmósfera son fundamentales para la buena simulación de la OIE.

Palabras Clave: Variabilidad Intraestacional, Oscilación Intraestacional, Acoplamiento Termodinámico, Interacción Océano-Atmósfera, Fase de Transición, Modelos Unidimensionales.

Abstract

The Intraseasonal Oscillation (ISO) in the Indian Ocean and the Western Pacific plays a significant role in the global climate; however, the ISO is poorly simulated and predicted by numerical models. In this study it is assumed that local thermodynamical processes and in particular the low-level moistening of the atmosphere during the transition between the suppressed and active phases are critical to the development of the onset and evolution of the active phase of the ISO. In this work a coupled single column model is used to detect and study some of the problems that numerical models have simulating long-lived convective activity and to evaluate to what extend the local coupling between the ocean and the atmosphere is essential for the existence and evolution of the ISO. In general the single column coupled model poorly represented the slow atmospheric moistening and the extended convective periods. The model generated convective precipitation during the entire simulation period, not allowing the moistening of the atmosphere and the accumulation of convective potential energy. The coupling between the ocean and the atmosphere appears as a key factor in the accurate simulation of the ISO.

Key Words: Intraseasonal Variability, Intraseasonal Oscillation, Thermodynamical Coupling, Air-Sea Interaction, Transition Phase, Single Column Models.

1. Introducción

La actividad convectiva en los trópicos y principalmente sobre el Océano Índico y el oeste del Pacífico juega un papel sumamente importante con respecto a la redistribución de calor y de humedad en el clima global. La mayor parte de la variabilidad en esta región es representada por la oscilación *intraestacional* (OIE) con una escala temporal entre 25 y 80 días (Zhang 2005), también conocida como la oscilación de Madden-Julian (MJO por sus iniciales en inglés) cuando se acompaña de propagación hacia el este desde el Océano Índico hacia el centro del Océano Pacífico (Madden y Julian 1972, 1994), la cual se observa en diferentes variables atmosféricas y oceánicas. La OIE tiene repercusiones a nivel climático en diferentes zonas del planeta, siendo relacionada con anomalías de precipitación en la costa oeste de los Estados Unidos, México y Suramérica (Mo y Higgins 1998a,b; Jones 2000; Whitaker y Weickmann 2001, Nogues-Paegle y Mo 1997; Jones y Schemm 2000; Paegle et al. 2000). Algunos estudios afirman que los intensos vientos asociados con la OIE pueden afectar la termoclina en el este del océano Pacífico provocando cambios o incluso la iniciación de eventos El Niño (Lau y Chan 1988; Weickmann 1991; McPhaden 1999; Kessler y Kleeman 2000). Recientes estudios argumentan, además, que algunas fases de la OIE pueden ser más favorables que otras para la formación de tormentas tropicales/huracanes en los Océanos Atlántico y Pacífico (Maloney y Hartmann 2000; Mo 2000; Higgins y Shi 2001). Tal vez uno de los efectos más relevantes es el que la OIE tiene en la modulación de los períodos secos y lluviosos del monzón de Asia y Australia durante el verano del hemisferio norte y sur respectivamente (Yasunari 1980; Lau y Chan 1986; Hendon y Liebmann 1990, Lawrence y Webster 2002, Hoyos y Webster 2007). Todos estos efectos a nivel global hacen necesario un mejor entendimiento de las diferentes fases de la oscilación y de la importancia que el acoplamiento entre el océano y la atmósfera pueden tener en el control de la escala temporal y en la evolución de la OIE.

Se han hecho muchos intentos por modelar de manera adecuada la OIE usando diferentes modelos numéricos; en la mayoría de los casos estos modelos encuentran dificultades para reproducir las principales características de la oscilación o incluso para obtener una velocidad de propagación que se acerque a la observada.

Por ejemplo, Lin et al. (2006a, b), evaluaron la variabilidad intraestacional en 14 modelos climáticos globales (MCG) obteniendo resultados que indican que los modelos más sofisticados con los que se cuentan en la actualidad tienen muchas dificultades en simular variabilidad intraestacional. En la mayoría de los modelos la varianza total de la precipitación en la banda intraestacional es demasiado débil, la varianza asociada a la MJO es menos de la mitad de la observada y la velocidad de fase es muy baja. Muchas son las potenciales razones por las cuales los MCG no logran simular de manera adecuada la OIE, entre ellas se encuentran la representación física y las parametrizaciones usadas en los modelos, la resolución vertical y horizontal utilizada, y la modelación del acoplamiento entre la atmósfera y el océano. Diferentes estudios han demostrado además que la simulación de la OIE es sensible a los perfiles verticales de calentamiento atmosférico (Park et al. 1990; Lin et al. 2004), cambios en radiación en la columna atmosférica debido a las nubes (Lee et al. 2001; Lin y Mapes 2004), y parametrizaciones de convección profunda utilizadas que generan errores de alta frecuencia en la convección, que pueden incluso reducir notablemente la predictabilidad y la predicción del modelo (Hoyos 2006). Recientemente algunos pocos modelos han obtenido mejores resultados en la simulación de la OIE, sin embargo, Waliser et al. (2003) concluyeron que cuando los modelos logran un buen resultado no hay explicaciones claras sobre los cambios en el modelo que originaron estas mejorías, limitando así la generalización de los cambios a otros modelos o incluso de los mismos en nuevas versiones.

La importancia que tiene el acoplamiento entre la atmósfera y el océano en la evolución y las características de la OIE es un tema de investigación activo. Muchos estudios teóricos de la oscilación han asumido la Temperatura superficial del Mar (TSM) como una constante (Emanuel 1987; Chang y Lim 1988; Hendon 1988); como resultado estos modelos tienden a tener dificultades en la representación de las características más notorias de la OIE debido a la pobre simulación de los flujos que una TSM constante permite en esta escala de tiempo (Krishnamurti et al. 1988; Lau y Sui 1997; Jones et al. 1998). Un ejemplo del impacto de la variabilidad de la TSM y el acoplamiento con la atmósfera es presentado por Kim et al. (2007), en este trabajo un modelo atmosférico es forzado con TSM de diferentes resoluciones temporales encontrando una mejor representación de la MJO cuando se usan TSM diarias, sin embargo la falta de un buen acoplamiento produce un desfase

entre la TSM y la precipitación. El entendimiento del papel que el acoplamiento cumple en la simulación de la OIE es necesario para una mejor predicción de la OIE ya que se considera que esta interacción puede alterar la estructura el período y la coherencia de la oscilación (Flatau et al. 1997; Waliser et al. 1999).

La OIE puede ser dividida en 3 fases diferentes y bien definidas (Stephens et al. 2004); una fase activa con presencia de convección profunda y fuertes eventos de precipitación, fase inactiva con eventos de precipitación escasos y aislados y fase de transición. Durante la fase de transición entre la fase inactiva y la fase activa el océano y la atmósfera experimentan importantes cambios de gran escala y amplitud considerable siendo uno de los cambios mas importantes durante esta fase de transición el progresivo humedecimiento de la baja atmósfera (Agudelo et al. 2006). Este humedecimiento se presenta principalmente debido a la alta temperatura superficial del mar (TSM) ocasionada por la ausencia de nubes y vientos débiles en la región durante la fase inactiva, así como también por la existencia de una fuerte subsidencia de gran escala la cual inhibe la formación local de convección profunda. Agudelo et al. (2006) mostraron que este humedecimiento es fundamental en el precondicionamiento de la atmósfera para los eventos de convección asociados a la OIE; igualmente evidenciaron que los modelos numéricos no son capaces de simular adecuadamente el humedecimiento de la atmósfera, afectando de esta manera la capacidad del modelo para simular el subsiguiente evento convectivo asociado a la OIE.

Partiendo de la hipótesis que una buena representación de la fase de transición es fundamental para la buena simulación y predicción de las fases activas de la OIE (Agudelo et al. 2006), el presente trabajo presenta un experimento numérico con la finalidad de comprender mejor las causas por las cuales los modelos numéricos fallan en la simulación de los eventos convectivos y hasta que grado el acoplamiento entre la atmósfera y el océano juegan un papel importante en la representación de la fase de transición y la siguiente fase activa de la oscilación. La sección 2 de este trabajo presenta las características del modelo unidimensional usado en el experimento así como también los datos y metodología utilizados, la sección 3 evalúa los resultados obtenidos en las diferentes simulaciones y por último en la sección 4 se presentan las conclusiones del trabajo.

2. Descripción del modelo y metodología

En general la circulación atmosférica tropical es altamente sensible a pequeños cambios de la TSM en la región de la piscina caliente en el Oeste del Pacífico (e.g., Palmer y Mansfield 1984), y de la misma manera la TSM y la capa de mezcla del océano en dicha región son altamente sensibles a cambios en los flujos superficial de calor, momentum y agua fresca (precipitación) controlados por la atmósfera (Clayson y Chen 2002). En esta región los gradientes horizontales de temperatura son generalmente pequeños y las corrientes oceánicas superficiales son débiles (Shinoda y Hendon 1998, 2001; Waliser et al. 1999), y por esto los procesos unidimensionales son considerados como los más relevantes y los que dominan el balance de calor en la parte superior del océano. Previos estudios han demostrado además que variaciones intraestacionales de la TSM en el oeste del Pacífico y en el Océano Índico se pueden simular de manera adecuada utilizando modelos unidimensionales (Shinoda y Hendon 1998). Dadas estas características de la región y los resultados de estudios anteriores es posible concluir que es adecuado usar un modelo unidimensional acoplado (MUA) en esta región para los objetivos de este trabajo.

Un MUA representa esencialmente los procesos físicos de una columna de un MCG, aislada del resto del sistema climático. La combinación de una física detallada y la economía computacional hace que los MUA sean herramientas útiles para explorar diferentes hipótesis en diferentes escenarios. Estos modelos simples permiten la disociación de los procesos termodinámicos locales facilitando de esta manera examinar las interacciones locales entre la atmósfera y el océano, adicionalmente los MUA pueden ser utilizados para hacer comparaciones usando diferentes bases de datos y para evaluar la habilidad de las parametrizaciones físicas en la reproducción las observaciones e incluso para crear datos sintéticos con el fin de estudiar las sensibilidades del sistema y entender la evolución de gran variedad de procesos.

Como se mencionó anteriormente el modelo utilizado en este estudio es acoplado, es decir esta compuesto por un modelo atmosférico y uno oceánico que interactúan, en este caso, a través de flujos superficiales. El componente atmosférico es al Single-Column

Community Climate Model (SCCM) que corresponde a la versión unidimensional del National Center for Atmospheric Research (NCAR) Community Climate Model 3.6 (CCM3.6; Hack y Pedretti 2000). En este modelo la tasa de cambio local de las variables de gran escala como temperatura, humedad, momentum, agua en las nubes entre otras, depende de las divergencias horizontales especificadas, de los flujos superficiales, de un campo de movimiento vertical especificado y de fuentes, sumideros y transportes de remolino que ocurren en una escala de sub-grilla. Los contribuciones de los procesos de escala de sub-grilla son determinados mediante parametrizaciones de los procesos físicos más relevantes.

La parametrización de convección profunda utilizada por el modelo es la desarrollada por Zhang y McFarlane (1995), cuyo principio fundamental establece que la convección ocurre cuando en la atmósfera se presenta disponibilidad de energía potencial convectiva (EPC), en este momento se presenta el ascenso de las parcelas de aire las cuales a su vez contribuyen a la disminución de la EPC.

La componente oceánica del modelo acoplado corresponde al modelo unidimensional de la capa de mezcla oceánica descrito por Kantha y Clayson (1994, 2004). Este modelo es una modificación del modelo de Mellor-Yamada (Mellor y Yamada 1982) y usa un esquema de turbulencia de segundo orden lo cual significa que las ecuaciones de conservación de esfuerzos de Raynolds, flujos de calor y varianza son resueltas parametrizando el tercer momento de las cantidades turbulentas incógnitas. Una de las ventajas de este modelo es que posee una parametrización para la temperatura del mar en la interfase (primer centímetro del océano) la cual permite simular de una manera más acertada los efectos de la precipitación y del ciclo diurno de la termoclina. El modelo oceánico ha sido evaluado para diferentes escalas de tiempo y diferentes lugares demostrando un buen desempeño simulando procesos en el trópico (Kantha y Clayson 1994, Webster et al. 1996, Clayson y Kantha 1999).

La interacción entre el océano y la atmósfera ocurre en el modelo por medio de la transferencia de calor, humedad y de momento a través de la interfase del atmósfera y el océano; todos estos flujos son determinados por las condiciones de las respectivas capas límites, oceánica y atmosférica, y éstas a su vez son modificadas por los flujos superficiales estimados.

En el sistema acoplado la componente atmosférica provee los vientos superficiales, así como la masa de vapor de agua por unidad de masa de aire seco, temperatura del aire, tasa de precipitación y la radiación de onda larga y de onda corta en la superficie al océano, en cada paso de integración del modelo. Estos valores combinados con la temperatura superficial del océano (primer centímetro), determinada previamente por el modelo oceánico, son los parámetros de entrada para el modelo de intercambio de flujos turbulentos. Una vez se obtienen los nuevos flujos estos controlan la evolución de la capa de mezcla del océano y por lo tanto el nuevo perfil de temperaturas, salinidad y velocidad horizontal. La nueva TSM se usa entonces para actualizar los valores de humedad, calor latente, calor sensible y flujos de radiación en la superficie (Clayson y Cheng 2002).

Las observaciones utilizadas como condiciones iniciales y tendencias advectivas así mismo como la estructura tridimensional de los vientos para el forzamiento del modelo corresponden a los datos de alta resolución obtenidos durante el periodo de observaciones dentro del marco del experimento TOGA-COARE (Webster y Lukas, 1992) llevado a cabo durante Noviembre de 1992 y Febrero de 1993 en la piscina caliente del Océano Pacífico. Dicho experimento es de gran valor ya que por primera vez permitió el estudio detallado de la OIE y la MJO, proveyendo gran cantidad de observaciones de alta resolución temporal que permiten el seguimiento de procesos claves en el acoplamiento entre el océano y la atmósfera. Una descripción detallada de las observaciones disponibles se encuentra en Godfrey et al. (1998). Durante este experimento fueron detectados dos eventos de OIE y ambos serán analizados en la siguiente sección.

3. Resultados

Como se dijo anteriormente la idea principal de este estudio es evaluar la capacidad de un modelo unidimensional acoplado para simular el acoplamiento termodinámico local durante la fase de transición entre los periodos inactivos y activos de la oscilación intraestacional y la capacidad de simular eventos convectivos durante toda su evolución. Debido a que el objetivo del estudio es evaluar la evolución local del sistema dentro de la columna atmosférica, la advección de temperatura y humedad no se considera. Se realizaron simulaciones considerando tres diferentes

esquemas para la estimación de los flujos superficiales con el objetivo de verificar si los problemas en la representación de las observaciones son causados por la aproximación y el rigor con los que se calculan dichos flujos. Los tres esquemas seleccionados utilizan diferentes grados de rigor en el cálculo de los flujos, y representan en general el estado del arte de los esquemas que se utilizan para este tipo de estudios. Los tres esquemas son: (i) el esquema incluido en el modelo atmosférico basado en una formulación indirecta de primer orden *bulk formulation* originalmente desarrollado por Large y Verenstein, al que nos referiremos de aquí en adelante como esquema LV (www.ccsm.ucar.edu/models/ccsm3.0), (ii) la versión 2.5b del esquema de flujo COARE (Fairall et al. 1996), y (iii) el esquema de flujo de Clayson et al. (1996).

La Figura 1 muestra 15 días de observaciones que corresponden al final de la primera fase de transición durante el experimento de TOGA-COARE. La Figura 2 presenta los resultados para estos 15 días de simulación usando el modelo acoplado con condiciones iniciales correspondientes a Diciembre 3 de 1992 sobre la piscina caliente y el esquema LV de flujos. En la Figura se puede observar la TSM simulada así como los flujos de calor latente y sensible, la radiación de onda larga neta en la superficie, fracción de nubes altas, medias y bajas y la precipitación convectiva. En general, el modelo (Figura 2a) simula bien la reducción de la TSM que se

presenta durante el final de la fase de transición debido al incremento de nubosidad y la intensificación de los vientos, ambas características importantes de esta parte de la fase (Figura 1a). Este resultado es similar cuando se usan los otros dos esquemas de flujos (Figura no incluida). Sin embargo los tres esquemas presentan problemas similares, siendo los más notorios que la magnitud de la TSM simulada es aproximadamente 0.5 grados más alta que las observadas, y la sobreestimación de la amplitud del ciclo diurno por el modelo. Una de las razones para estas diferencias, al menos durante la fase de transición, es la subestimación del calor latente por el modelo. Aunque se observa la tendencia positiva del calor latente (Figura 2b) asociada al aumento de la velocidad de los vientos superficiales incluidos en el forzamiento tridimensional, los valores simulados muestran una diferencia entre 40 y 50 Wm^{-2} con respecto a las observaciones (Figura 1b). Es importante notar que un error de 20 Wm^{-2} en la estimación de los flujos podría modificar significativamente procesos convectivos y de la capa límite. Así mismo debido a las altas temperaturas del mar en esta región y a la relación de Clausius-Clapeyron, errores en la TSM de 1°C pueden tener importantes implicaciones en las interacciones océano-atmósfera (Webster et al 1996). Variaciones de 40 Wm^{-2} ocasionan cambios de 1°C en la capa de mezcla oceánica en el oeste del Pacífico (30 metros de profundidad) en el transcurso de la medio ciclo de la oscilación intraestacional.

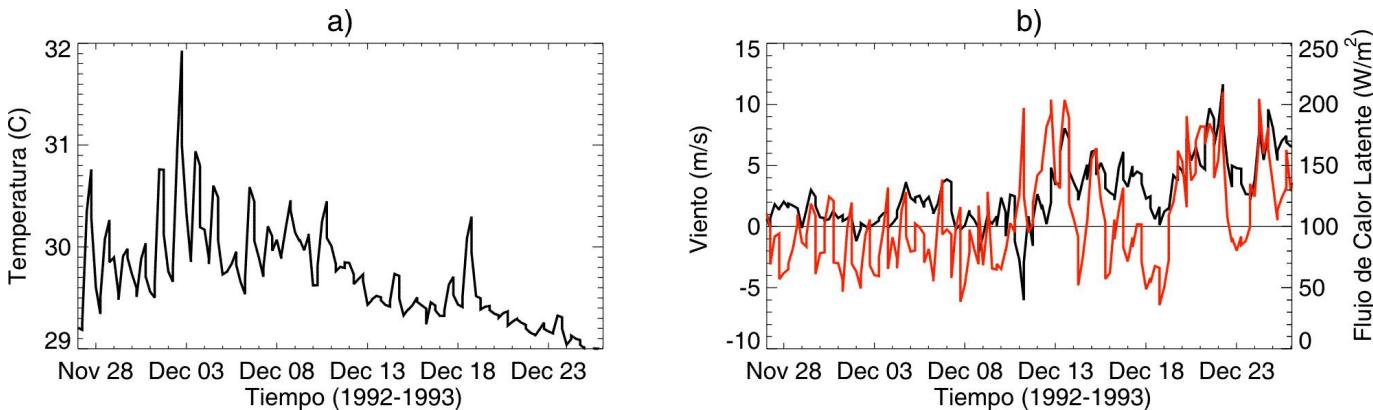


Figura 1. Serie de tiempo de a) TSM horaria, b) Velocidad del viento zonal (negra), y Flujo de calor latente (roja) durante el primer periodo de transición durante el experimento TOGA-COARE. Los datos corresponden a los obtenidos por la boya IMET (Weller y Anderson 1996).

El ciclo diurno de la TSM está caracterizado por tener una menor amplitud durante los períodos de convección que durante la fase inactiva debido principalmente al efecto de la nubosidad la cual reduce la radiación solar neta que llega a la superficie produciendo que los cambios entre el día y la noche sean menos drásticos. El modelo no reproduce adecuadamente estas condiciones y diferencias en el ciclo diurno de la TSM con ninguno de los esquemas de flujo.

En la Figura 2c se puede observar la presencia de alta frecuencia en la variabilidad de la nubosidad dada por modelo, la cual contradice las observaciones obtenidas a través de satélites, que sugieren un cambio gradual de la cobertura de nubes asociado al lento humedecimiento de la atmósfera durante la fase de transición. Esta pobre simulación de las nubes contribuye además a una representación inadecuada del ciclo diurno de la TSM. Por último

se puede ver en la Figura 2d que no existe una relación coherente entre la fracción de cobertura de ninguno de los tipos de nubes, la precipitación convectiva y la amplitud del ciclo diurno de la TSM, esto sugiere una desacoplamiento entre la parametrización de las nubes y la de radiación en el modelo. Uno de los problemas más significativos encontrados en las simulaciones y que afecta enormemente la capacidad del modelo para simular adecuadamente y por períodos prolongados de tiempo los eventos convectivos, es el hecho que el modelo produce precipitación en casi todos los pasos de la simulación, es decir, en el modelo siempre existe precipitación de baja intensidad lo que no permite una acumulación progresiva de energía que permita el desarrollo de eventos fuertes y prolongados de lluvia como los observados durante una fase activa de la OIE.

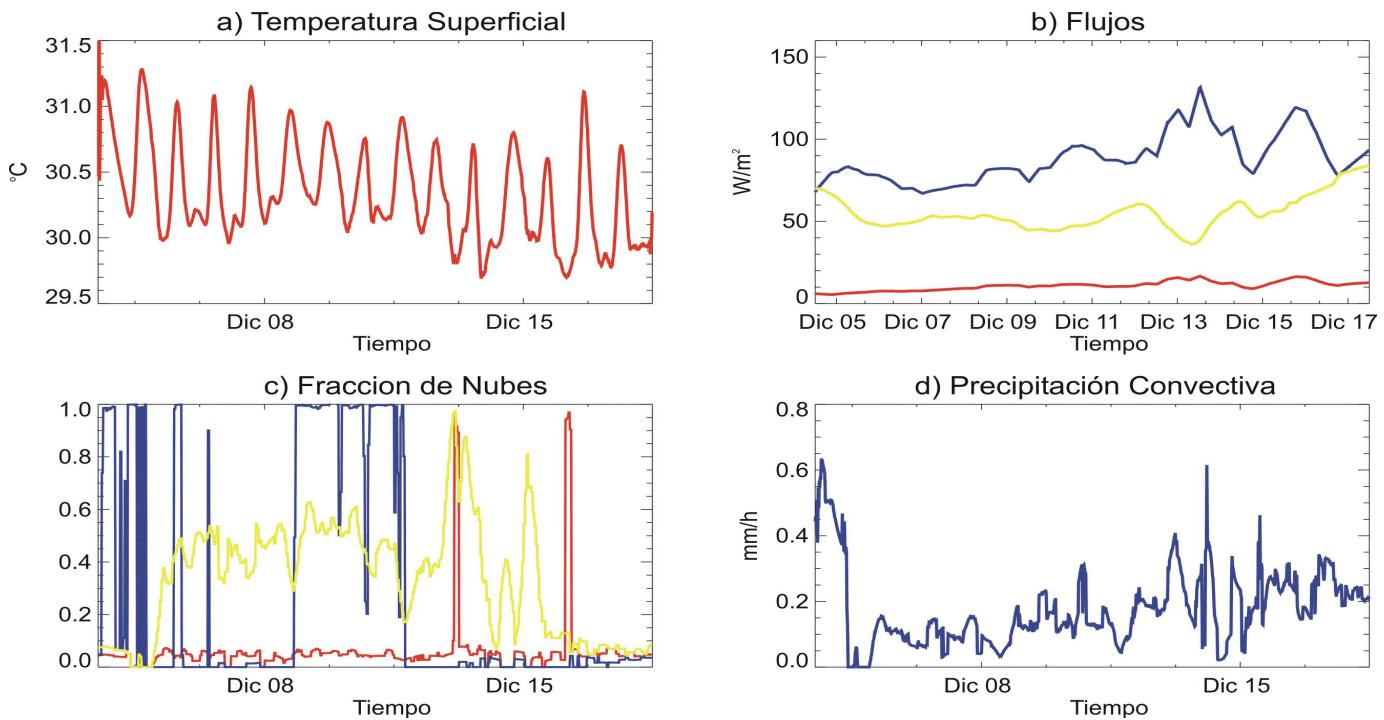


Figura 2. Simulación del modelo unidimensional correspondiente a la primera fase de transición durante el experimento TOGA-COARE inicializado Diciembre 3 de 1992, usando el esquema original del modelo atmosférico (LV) para flujos los paneles muestran a) TSM; b) flujo de calor latente (azul), flujo de calor sensible (rojo) y radiación neta de onda larga (amarillo); c) fracción de nubes altas (azul), medias (rojo) y bajas (amarillo); y d) precipitación convectiva.

La Figura 3 ilustra la estructura vertical de la humedad específica usando el esquema LV de flujos durante la primera fase de transición durante el experimento TOGA-COARE. En la Figura se puede observar los valores absolutos de la humedad específica según el modelo (Figura 3a) y las observaciones (Figura 3b), así como también las anomalías con respecto a su propia media durante los 15 días de integración (Figura 3c y d). El primer resultado importante que salta a la vista es la marcada

subestimación de la humedad en la simulación, discrepancia que puede ser observada de mejor manera al analizar la Figura 4, la cual muestra la diferencia en la humedad específica entre el modelo y las observaciones. Aunque es esperado que existan diferencias entre el modelo y las observaciones no hay razones en la formulación del experimento que expliquen las grandes discrepancias sesgadas y valores tan bajos en el modelo.

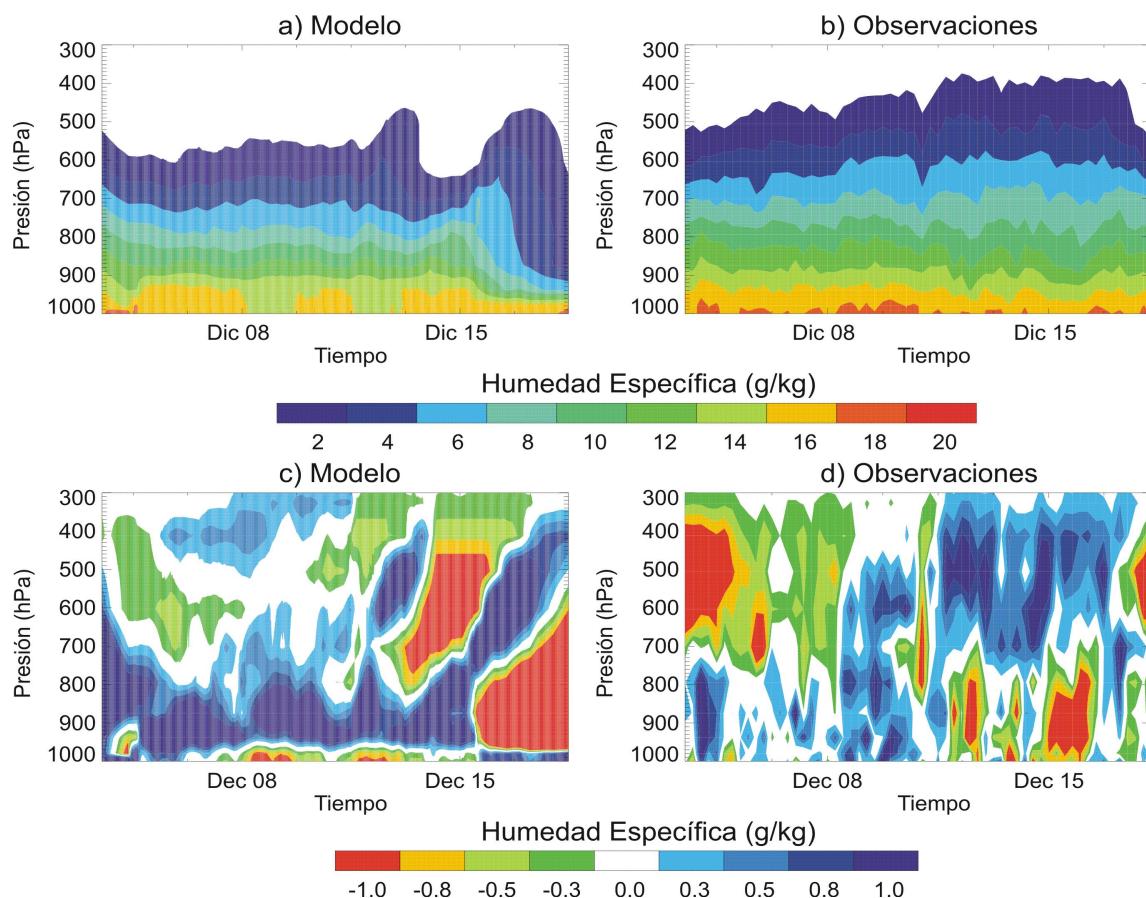


Figura 3. Evolución de la estructura vertical de la humedad específica durante el primer evento de transición para: a) valores absolutos de la simulación usando el esquema de flujos LV ; b) valores absolutos de las observaciones; c) anomalías modeladas; y d) anomalías de las observaciones.

Otro aspecto por resaltar es la diferencia entre las anomalías del modelo y las observaciones (Figura 3c y d), ya que las anomalías en la simulación son considerablemente mas altas que las obtenidas con las observaciones. Estas diferencias son el resultado de una respuesta inmediata del modelo a los cambios de la TSM y de los flujos superficiales, contrario a la lenta y progresiva variación en la naturaleza a la OIE como se ha visto en las observaciones. Sin embargo considerando las dificultades que presenta el modelo, la simulación parece capturar algunas de las características del humedecimiento progresivo de la atmósfera. El modelo muestra, similar a las observaciones, una anomalía positiva (negativa) de humedad específica en la baja (alta) atmósfera entre Diciembre 3 y Diciembre 7 de 1992 y se extiende hasta Diciembre 13, a pesar de esta similitud y de contar con el correcto forzamiento tridimensional el modelo no es capaz de sostener la convección durante varios días y por el contrario inmediatamente después del inicio del evento convectivo, la atmósfera en el modelo pierde rápidamente la mayoría de su humedad. Después de esta primera explosión convectiva el modelo rápidamente genera una segunda

explosión la cual ocurre debido a la rectificación del modelo gracias al forzamiento tridimensional. En el contexto de un modelo climático global o un modelo numérico de predicción estas explosiones convectivas y las anomalías que estas producen en la circulación, la temperatura y la acumulación de energía convectiva limitan potencialmente la habilidad del modelo para simular y predecir la OIE.

Si evaluamos la estructura vertical del modelo usando el esquema de flujos COARE y Clayson et al. (2006) (Figura no incluida) podemos concluir que existe una gran sensibilidad al algoritmo usado para calcular los flujos. En este caso el humedecimiento de la atmósfera es incluso menos claro que el observado en la Figura 3 usando el esquema LV, además la atmósfera no alcanza a recuperarse de manera rápida y mostrar una segunda explosión convectiva. Estas diferencias refuerzan la sensibilidad del sistema al acoplamiento termodinámico local así mismo como el nivel de complejidad asociado a la simulación de la variación progresiva de las anomalías de la OIE.

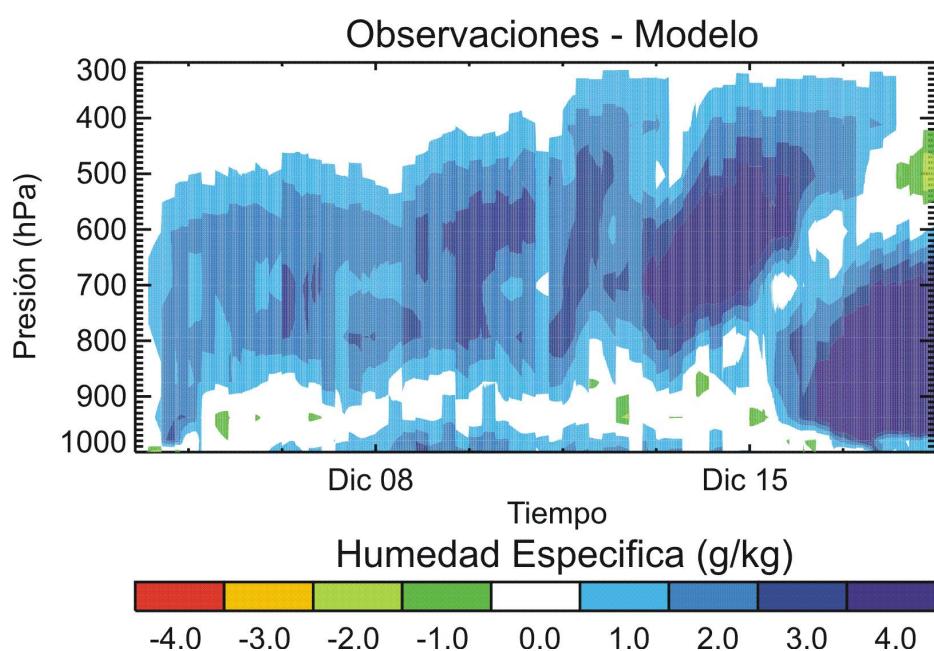


Figura 4. Diferencia entre valores observados y simulados de humedad específica durante el primer periodo de transición.

El perfil de temperatura en el océano para la simulación usando el esquema LV puede ser observado en la Figura 5. Contrario a la observado en la atmósfera la componente oceánica hace un buen trabajo reproduciendo la profundización de la capa de mezcla que ocurre en el cambio de fases entre la transición y la convección profunda debido al aumento de los vientos superficiales. Así mismo, el modelo es capaz de reproducir el enfriamiento de los primeros 5 metros del océano debido a la mezcla y el flujo de calor latente. Las diferencias en las simulaciones de las variables oceánicas no son tan notorias como las observadas en la atmósfera cuando se usan los diferentes esquemas de flujos.

Los resultados obtenidos para la segunda fase de transición durante el experimento TOGA-COARE son muy similares a los descritos para la primera transición (Figura no incluida). En este caso las simulaciones se iniciaron varios días antes de que la TSM alcanzara su máximo y el modelo captura bien este comportamiento. El calor latente, así como en la primera transición es subestimado y el modelo genera precipitación prácticamente en todos los pasos de la integración. La humedad específica nuevamente es mucho menor a la esperada y los resultados son igualmente sensibles a los cambios de esquema de estimación de los flujos.

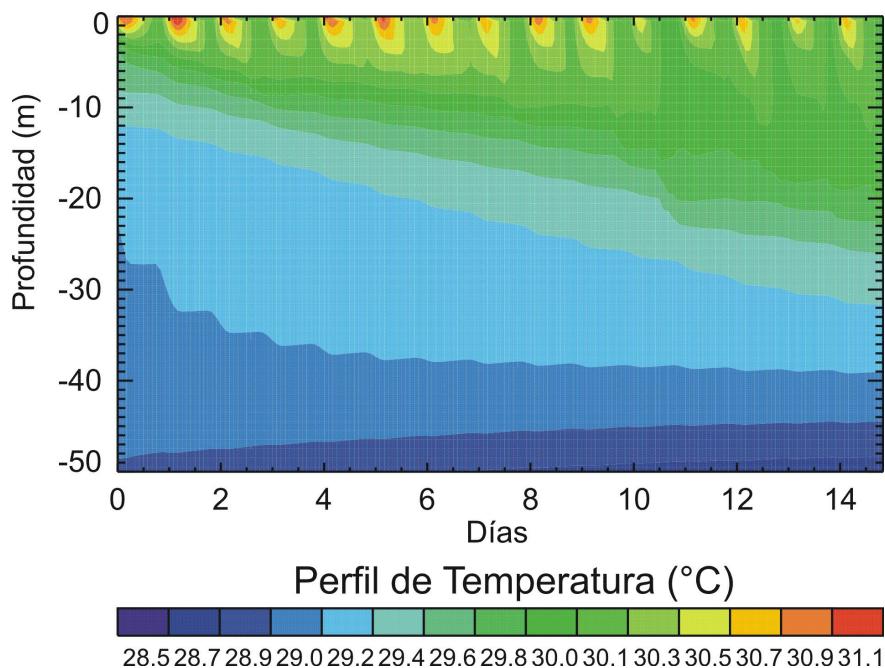


Figura 5. Perfil de temperatura del océano simulado durante el primer periodo de transición y usando el esquema LV de flujos.

Dados los problemas identificados en el modelo con respecto a la simulación de la fase de transición y los eventos convectivos, es importante evaluar el impacto que los cambios en la magnitud del forzamiento de gran escala por vientos superficiales y velocidad vertical pueden tener en los resultados del modelo. Para evaluar los impactos, el modelo es inicializado en Enero 12 de 1993 (durante la segunda transición); la Figura 6 muestra los resultados para corridas realizadas utilizando la magnitud de los vientos superficiales observados (panel superior), un quinto de la magnitud de los vientos superficiales (panel central) y dos veces la magnitud

de los vientos superficiales (panel inferior). Las modificaciones de los vientos se utilizan sólo para la estimación de los flujos. Los cambios observados en el flujo de calor latente y en la TSM son significativos, en particular la evolución de la TSM al usar los vientos reducidos no representa la transición entre la fase inactiva y activa. Cuando se duplican los vientos, aunque la TSM presenta una variabilidad similar a la observada, la atmósfera se nota, igual que anteriormente, con muy poca humedad y el humedecimiento progresivo de la atmósfera no muestra mejorías en la simulación. El océano y los perfiles de temperatura cambian congruentemente

con los cambios en los flujos superficiales, mostrando un océano mucho más caliente (frío) para vientos más débiles (fuertes). Adicionalmente se realizó un experimento en donde la velocidad vertical fue fijada en cero, en este caso en que no existe subsidencia en la simulación, la cobertura de nubes y la precipitación son

sobreestimadas comparadas con las corridas de referencia. Esto ratifica la importancia de la subsidencia de gran escala para conservar la humedad atrapada en los niveles bajos de la atmósfera antes de la convección.

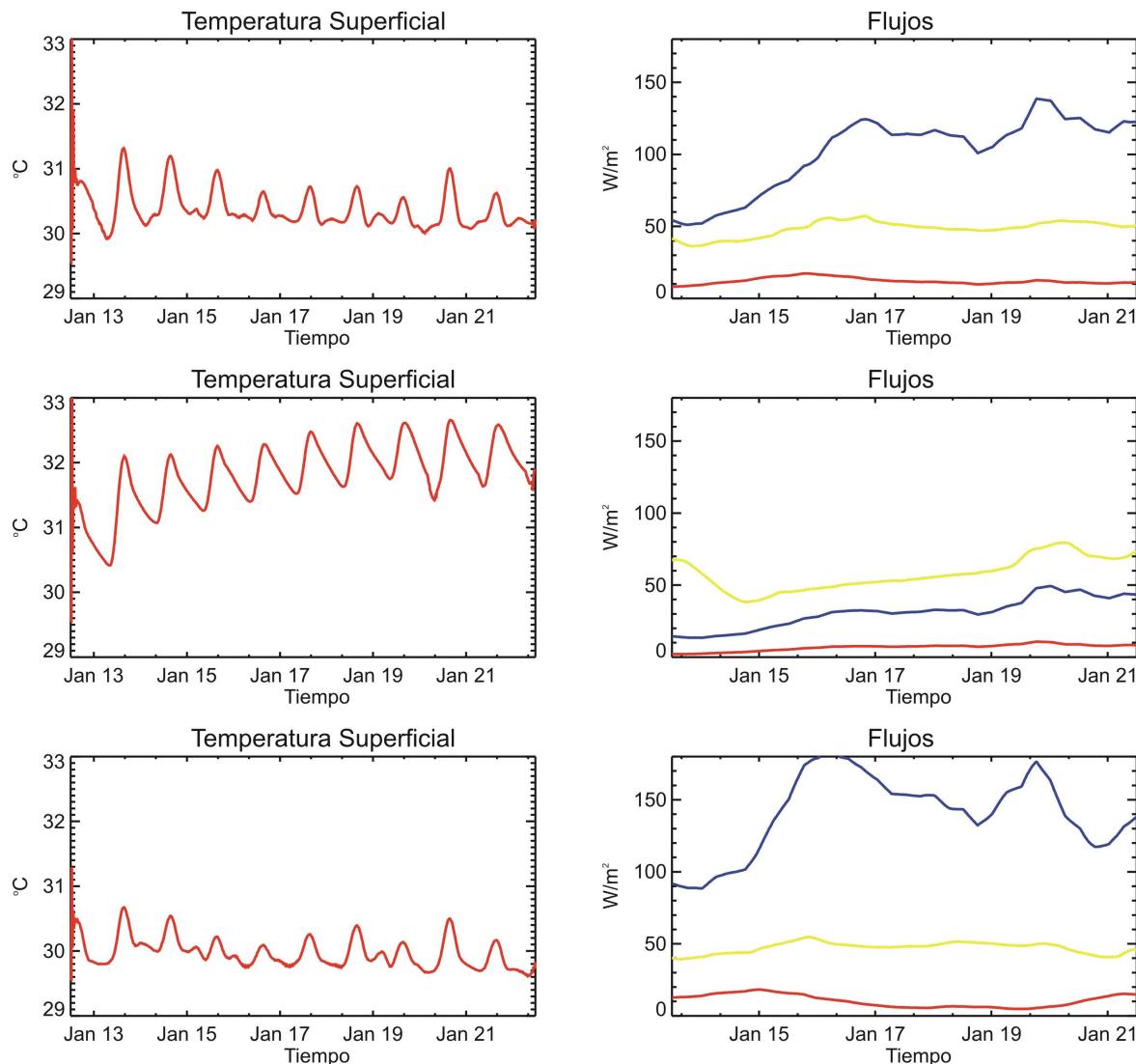


Figura 6. Simulación inicializada Enero 12 de 1993 durante el segundo periodo de transición, usando los valores observados de vientos superficiales (panel superior), un quinto (panel medio) y dos veces la magnitud de los vientos observados (panel inferior).

4. Conclusiones

En este trabajo se ha partido de la hipótesis de que una buena representación de la fase de transición entre la fase inactiva y la fase activa de la oscilación intraestacional es fundamental para la buena simulación y predicción de las fases activas de la OIE. Debido a la importancia de esta fase, este estudio se concentró en analizar la capacidad de un modelo acoplado sencillo para simular las características de la transición, con la finalidad de comprender mejor las causas por las cuales los modelos numéricos fallan en la simulación de los eventos convectivos y hasta qué grado el acoplamiento entre la atmósfera y el océano juega un papel importante en la representación de la fase de transición y la siguiente fase activa de la oscilación. Se ha encontrado que la simulación de la estructura vertical de la atmósfera muestra una gran sensibilidad a la estimación de los flujos superficiales, corroborando la importancia del acoplamiento termodinámico local en la representación de la evolución de la OIE. En general el modelo unidimensional reproduce de manera inadecuada el humedecimiento progresivo de la atmósfera debido principalmente a 3 razones: (i) el modelo tiende a ser súper-convectivo, es decir, la precipitación convectiva está presente durante toda la simulación, evitando la acumulación de energía potencial convectiva, (ii) la parametrización del modelo produce explosiones convectivas que en un MCG podrían inhibir el desarrollo de eventos convectivos de larga vida, y (iii) el modelo tiende a subestimar el flujo de calor latente superficial lo que produce una atmósfera menos húmeda comparada con las observaciones.

Las anomalías de circulación y temperatura introducidas por este tipo de explosiones convectivas de alta frecuencia limitan considerablemente la habilidad de los modelos numéricos para simular y predecir la OIE. Dichas explosiones convectivas generadas por la parametrización de la convección inhiben la acumulación de energía para sostener la fase activa asociada a la OIE. La existencia de las explosiones convectivas se debe a los procesos de auto-supresión asociados a la convección profunda que ocurren en las parametrizaciones de la convección en los que luego de los eventos de convección profunda, corrientes descendentes convectivas no saturadas enfrián y secan considerablemente la capa límite suprimiendo la formación

inmediata de corrientes convectivas ascendentes, impidiendo el desarrollo de convección profunda inmediatamente, afectando la persistencia de la precipitación observada durante la OIE. La investigación futura se concentrará en estudiar los efectos de la parametrización de la convección, así como también en el desarrollo de funciones de activación de la convección considerando las características fundamentales del ciclo de vida de la OIE, de tal manera que se controlen las explosiones convectivas y se permita la acumulación de humedad en la baja atmósfera y energía potencial convectiva para reproducir mejor las fases de transición y activa asociadas con la OIE.

Agradecimientos

Los autores agradecen a Carol Anne Clayson por la colaboración con el modelo oceánico y Carlos D. Hoyos por valiosas discusiones académicas y comentarios al manuscrito.

Referencias

- Agudelo P. A., J. A. Curry, C. D. Hoyos, y P. J. Webster, 2006. Transition between suppressed and active phases of intraseasonal oscillations in the Indo-Pacific warm pool. *J. Climate*, 19, pp. 5519-5530.
- Chang, C. P., y H. Lim, 1988. Kelvin wave-CISK: A possible mechanism for the 30-50 day oscillations, *J. Atmos. Sci.*, 45, pp. 1709-1720.
- Clayson, C. A., J. A. Curry, y C. W. Fairall, 1996. Evaluation of turbulent fluxes at the ocean surface using surface renewal theory. *J. Geophys. Res.*, 101, pp. 28503-28513.
- Clayson, C. A., y L. H. Kantha, 1999. Turbulent kinetic energy and dissipation rate in the equatorial mixed layer. *J. Phys. Oceanogr.*, 29, pp. 2146-2166.
- Clayson, C. A., y A. Chen, 2002. Sensitivity of a coupled single-column model in the tropics to treatment of the interfacial parameterizations. *J. Climate*, 15, pp. 1805-1831.
- Fairall, C.W., E.F. Bradley, D.P. Rogers, J.B. Edson, y G.S. Young, 1996. Bulk parameterization of air-sea fluxes for TOGA COARE. *J. Geophys. Res.*, 101, pp. 3747-3764.

- Emanuel, K. A., 1987. An air-sea interaction model of intraseasonal oscillations in the tropics, *J. Atmos. Sci.*, 44, pp. 2324-2340.
- Flatau, M., P. J. Flatau, P. Phoebus, y P. P. Niiler, 1997. The feedback between equatorial convection and local radiative and evaporative processes: The implications for intraseasonal oscillations. *J. Atmos. Sci.*, 54, pp. 2373-2386.
- Godfrey, J. S., R. A. Houze, R. H. Johnson, R. Lukas, J.-L. Redelsperger, A. Sumi, y R. Weller, 1998. Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment (COARE): An interim report. *J. Geophys. Res.*, 103, pp. 14395-14450.
- Hendon, H. H. 1988. A simple model of the 40-50 day oscillation, *J. Atmos. Sci.*, 45, pp. 569-584.
- Hendon, Harry H. y Liebmann, Brant. 1990. The Intraseasonal (30-50 day) Oscillation of the australian summer monsoon. *J. Atmos. Sci.*, 47, pp. 2909-2924.
- Higgins, W y W. Shi, 2001. Intercomparison of the principal modes of interannual and intraseasonal variability of the North American monsoon system. *J. Climate*, 14, pp. 403-417.
- Hoyos, C. D., y P. J. Webster, 2007. The role of intraseasonal variability in the nature of asian monsoon precipitation. *J. Climate*, 20, pp. 4402-4424
- Hoyos, C. D., 2006. Intraseasonal variability: Processes, predictability and prospects for prediction. PhD Thesis, Georgia Institute of Technology, 188 pp. (<http://hdl.handle.net/1853/10530>) [handle.net/1853/10530](http://hdl.handle.net/1853/10530)
- Jones, C., y J.-K. E. Schemm, 2000. The influence of intraseasonal variations on medium-range weather forecast over South America, *Mon. Weather Rev.*, 128, pp. 486-494.
- Jones, C., D. E. Waliser y C. Gautier, 1998. The influence of the madden-julian oscillation on ocean surface heat fluxes and sea surface temperature. *J. Climate*, 11, pp. 1057-1072.
- Kantha, L. H., y C. A. Clayson, 1994. An improved mixed layer model for geophysical applications. *J. Geophys. Res.*, 99, pp. 25235-25266.
- Kantha, L. H., y C. A. Clayson, 2004. On the effect of surface gravity waves on mixing in the oceanic mixed layer, *Ocean Modelling*, 6, pp. 101-124.
- Kessler, W. y R. Kleeman, 2000. Rectification of the Madden-Julian Oscillation into the ENSO cycle. *J. Climate*, 13, 3560-3575.
- Krishnamurti, T. N., D. K. Oosterhof, y A. V. Mehta, 1988. Airsea interaction on the time scale of 30 to 50 days, *J. Atmos. Sci.*, 45, pp. 1304-1322.
- Lau, K.-M., Chan, P. H. 1988. Intraseasonal and Interannual variations of tropical convection: A possible link between the 4050 day oscillation and ENSO? *J. Atmos. Sci.*, 45, pp. 506-521.
- Lau, K.M., Chan, P.H., 1986. The 4050 day oscillation and the el nino/southern oscillation: A new perspective. *bull. Amer. Meteor. Soc.*, 67, pp. 533-533.
- Lau, K.-M. y C.-H. Sui. 1997. Mechanisms of short-term sea surface temperature regulation: Observations during TOGA COARE. *J. Climate*, 10, pp. 465-472.
- Lawrence, D, y P. J. Webster, 2002. The boreal summer intraseasonal oscillation and the South Asian monsoon. *J. Atmos. Sci.*, 59, pp. 1593-1606.
- Lee, M.-I., I.-S. Kang, J.-K. Kim, y B. E. Mapes, 2001: Influence of cloud-radiation interaction on simulating tropical intraseasonal oscillation with an atmospheric general circulation model. *J. Geophys. Res.*, 106, pp. 14 219-14 233.
- Lin, J. L., y B. E. Mapes, 2004. Radiation budget of the tropical intraseasonal oscillation. *J. Atmos. Sci.*, 61, pp. 2050-2062.
- Lin, J.L., G.N. Kiladis, B.E. Mapes, K.M. Weickmann, K.R. Sperber, W.Y. Lin, M. Wheeler, S.D. Schubert, A. Del Genio, L.J. Donner, S. Emori, J.-F. Gueremy, F. Hourdin, P.J. Rasch, E. Roeckner, y J.F. Scinocca, 2006a. Tropical intraseasonal variability in 14 IPCC AR4 climate models. Part I: Convective signals. *J. Climate*, 19, pp. 2665-2690.
- Lin, J.L., G.N. Kiladis, B.E. Mapes, y K.M. Weickmann, 2006b. Tropical intraseasonal variability in DEMETER seasonal-to-interannual prediction models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, En prensa.
- Madden, R. A., y P. R. Julian, 1972. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, 29, pp. 1109-1123.
- Madden, R. A., y P. R. Julian, 1994. Observations of the 40-50 day tropical oscillation: A review. *Mon. Weather Rev.*, 122, pp. 813-837.
- Maloney, E. D. y Hartmann, D. L., 2000. Modulation of hurricane activity in the Gulf of Mexico by the Madden-Julian oscillation.

- Science, 287, pp. 2002-2004.
- McPhaden, M. J., 1999. Genesis and evolution of the 1997-98 El Niño. *Science*, 283, pp. 950-954.
- Mellor, G. L., y T. Yamada, 1982. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, pp. 851-875.
- Mo, K. C. 2000. Intraseasonal modulation of summer precipitation over north america. *Mon. Wea. Rev.*, 128, pp. 1490-1505.
- Mo, K. C., Higgins, R. W. 1998. Tropical Influences on California precipitation. *J. Climate*, 11, pp. 412-430.
- Nogues-Paegle, J., y K. C. Mo 1997. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Mon. Wea. Rev.*, 125, pp. 279-291.
- Paegle, J. N., L. A. Byerle, y K. C. Mo, 2000. Intraseasonal modulation of South American summer precipitation, *Mon. Weather Rev.*, 128, pp. 837-850.
- Palmer, T. N., y D. A. Mansfield, 1984. Response of two atmospheric general circulation models to sea-surface temperature anomalies in the tropical east and west Pacific. *Nature*, 310, pp. 483-485.
- Park, C. K., D. M. Straus, y K.-M. Lau, 1990. An evaluation of the structure of tropical intraseasonal oscillations in three general circulation models. *J. Meteor. Soc. Japan*, 68, pp. 403-417.
- Shinoda, T., y H. H. Hendon, 2001. Upper-ocean heat budget in response to the madden-julian oscillation in the western Equatorial Pacific. *J. Climate*, 14, pp. 4147-4165.
- Shinoda, T., y H. H. Hendon, 1998. Mixed layer modeling of intraseasonal variability in the tropical western Pacific and Indian Oceans. *J. Climate*, 11, pp. 2668-2685.
- Stephens, G. L., P. J. Webster, R. H. Johnson, R. Engelen, y T. L'Ecuyer, 2004. Observational evidence for the mutual regulation of the tropical hydrological cycle and tropical sea surface temperatures. *J. Climate* 17, pp. 2213-2224.
- Waliser, D., S. Schubert, A. Kumar, K. Weickmann, y R. Dole, 2003. Proceedings from a workshop on modeling, simulation and forecasting of subseasonal variability, NASA/CP 2003-104606, 25, 62 P.
- Waliser, D. E., K. M. Lau, y J. H. Kim, 1999. The influence of coupled sea surface temperatures on the Madden-Julian oscillation: A model perturbation experiment. *J. Atmos. Sci.*, 56, pp. 333-358.
- Webster, P. J., y R. Lukas, 1992. TOGA-COARE: The coupled ocean-atmosphere response experiment. *bull. Amer. Meteor. Soc.*, 73, pp. 1377-1416.
- Webster, P., C. A. Clayson y J. A. Curry. 1996. Clouds, Radiation, and the diurnal cycle of sea surface temperature in the tropical western pacific. *J. Climate*, 9, pp. 1712-1730.
- Weickmann, K. M., 1991. El-Niño southern oscillation and Madden-Julian (30-60 day) Oscillations during 1981-1982. *J. Geophys. Res.*, 96C, pp. 3187-3195.
- Whitaker, J.S. y K.M. Weickmann, 2001. Subseasonal variations of tropical convection and week two prediction of wintertime western North American rainfall. *J. Climate*, 14, pp. 1524-1534.
- Yasunari, T., 1980. A quasi-stationary appearance of the 30-40 day period in the cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India. *J. Meteorol. Soc. Jpn*, 58, pp. 225-229.
- Zhang, G.J. y N. A. McFarlane, 1995. Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the CCC-GCM. *Atmos.-Ocean*, 3, pp. 407-446.
- Zhang, C., 2005. Madden-Julian oscillation. *Rev. Geophys.*, 43, RG2003, doi: 10.1029/2004RG000158.

