

Modelos climáticos y sus errores promedio en el Pacífico

1. Introducción

Las herramientas más sofisticadas con las cuales cuentan los científicos para el estudio y pronóstico de El Niño son los llamados “modelos climáticos globales” (GCMs, por sus siglas en inglés). Estos consisten en programas computacionales que resuelven en forma aproximada las ecuaciones que gobiernan la dinámica de fluidos del sistema acoplado conformado por el océano y la atmósfera, lo cual permite contar con las variaciones temporales de la distribución 3D de variables básicas (temperatura, humedad, salinidad del mar, viento, corrientes, presión, etc.) sobre todo el planeta. Sin embargo, si bien varias de estas ecuaciones se pueden considerar como leyes fundamentales de la física (segunda ley de Newton, conservación de la masa y la energía, etc.), se deben hacer aproximaciones para que su solución sea computacionalmente posible. Estas aproximaciones son fuente importante de error en los modelos, que en primer lugar se manifiestan como errores en la representación del clima promedio que, a su vez, pueden afectar la representación de El Niño y otros fenómenos.

A continuación se discutirá en más detalle algunas de las limitaciones de los GCMs con respecto a la representación del clima promedio en región del océano Pacífico Tropical y algunas implicancias para la simulación de El Niño.

2. Resolución espacial

La primera aproximación necesaria en los modelos es la de utilizar métodos numéricos, como las “diferencias finitas”, que expresan las variaciones continuas de variables como la temperatura en el espacio y el tiempo mediante sus valores en una grilla discreta. Es decir que ya no se cuenta con datos en todos los puntos en el espacio y el tiempo, sino en solo algunos puntos representativos. El espaciamiento entre estos puntos nos indica la “resolución” del modelo y, evidentemente, mientras más pequeño es el espaciamiento en la grilla más alta será la resolución, pero también más cálculos se necesitará realizar. Por las limitaciones actuales en potencia de cómputo, en la práctica se utilizan grillas con espaciamiento horizontal del orden de 100 km entre sus puntos. Por ejemplo, en la Figura 1a se muestra la topografía del territorio peruano estimada sobre una grilla de aproximadamente un kilómetro de espaciamiento, mientras que en la Figura 1b se muestra su representación en el GCM de pronóstico CFS v2 de la NOAA de los EE.UU., cuya grilla tiene un espaciamiento de aproximadamente 100 km, que es típico en los modelos climáticos actuales. Claramente el modelo no puede representar los detalles de la geografía peruana, particularmente los valles o montañas. Más aún,



Ph. D. Ken Takahashi Guevara
Investigador Científico del
Instituto Geofísico del Perú

Ph. D. en Ciencias Atmosféricas de la University of Washington, Seattle, EEUU y Físico de la Pontificia Universidad Católica del Perú (PUCP). Actualmente es investigador científico en el Instituto Geofísico del Perú, donde está a cargo del área de Investigación en Variabilidad y Cambio Climático, y representa al IGP en el Comité Técnico del ENFEN. Además, es investigador principal del proyecto “Impacto de la Variabilidad y Cambio Climático en el Ecosistema de Manglares de Tumbes”. Recientemente su investigación está enfocada en entender las condiciones que favorecen la ocurrencia de eventos El Niño extremos, los procesos de interacción entre el océano y atmósfera, identificar la variabilidad a escala decadal en el Pacífico sureste.

se puede observar que en este GCM la topografía costera se extiende hacia el interior del mar, lo cual afectará la simulación oceánica. Además, se observa que existen regiones en el océano donde la superficie está por encima del nivel del mar, lo cual está asociado a las llamadas “oscilaciones Gibbs” originadas por el uso del método espectral (ej. Navarra et al., 1995), aunque este problema es específico de algunos modelos.

Si bien la potencia computacional aumenta continua y aceleradamente, no necesariamente los institutos que corren estos modelos operacionalmente aumentan la resolución espacial. Esto se debe en primer lugar al crecimiento geométrico en la demanda computacional asociado al aumento de la resolución. Para entender esto, imaginemos que queremos duplicar la resolución espacial al doble. Esto implica tener el doble de puntos de grilla en la dirección oeste-este y el doble de puntos en la dirección sur-norte, o sea un aumento de cuatro veces el número de puntos en la grilla. Además, si denotamos al espaciamiento en la dirección oeste-este y sur-norte como Δx y en el tiempo como Δt , entonces los modelos tienen la restricción de que el ratio $\Delta t / \Delta x$ debe mantenerse por debajo de un valor máximo¹ ya que, de otra manera, el método numérico se vuelve “inestable” y pequeños errores de cálculo aumentarán exponencialmente hasta el infinito, haciendo fracasar la simulación. Entonces, si se quiere duplicar la resolución espacial (reducir Δx a la mitad), también debemos reducir Δt a la mitad. Esto implica el doble de pasos en el tiempo para simular un periodo dado. Entonces, en total tenemos que realizar un factor de 8 veces más cálculos si queremos aumentar la resolución en un factor de 2. Por la misma razón, un aumento en la resolución por un factor de 4 requiere un aumento en el número de cálculos de 64.

¹Criterio de estabilidad de Courant-Friedrich-Lewy (CFL).

Modelos climáticos y sus errores promedio en el Pacífico

Takahashi K.

Por otro lado, no es obvio que aumentar la resolución mejore el pronóstico. Por ejemplo, supongamos que una simulación con un GCM con grilla de 100 km nos diga que habrá un evento El Niño intenso y, a grandes rasgos, lloverá más en la costa norte, pero sin mayor detalle de la distribución espacial de la lluvia (e.g. ¿Lloverá más en la ciudad de Piura o Sullana?). Si bien es razonable esperar que un modelo con una grilla de 10 km nos dé más detalle, si el GCM se equivoca y no ocurre el evento El Niño, la versión con mayor resolución también nos dará un resultado errado, solo que con mayor detalle. Ante esta situación, quizás se podría considerar aprovechar la potencia de cómputo para aumentar el número de corridas (miembros) en el “ensemble” para asegurarnos de capturar todas las posibilidades y luego utilizar algún otro método de regionalización (“downscaling”) para estimar el detalle deseado.

3. Parametrizaciones físicas

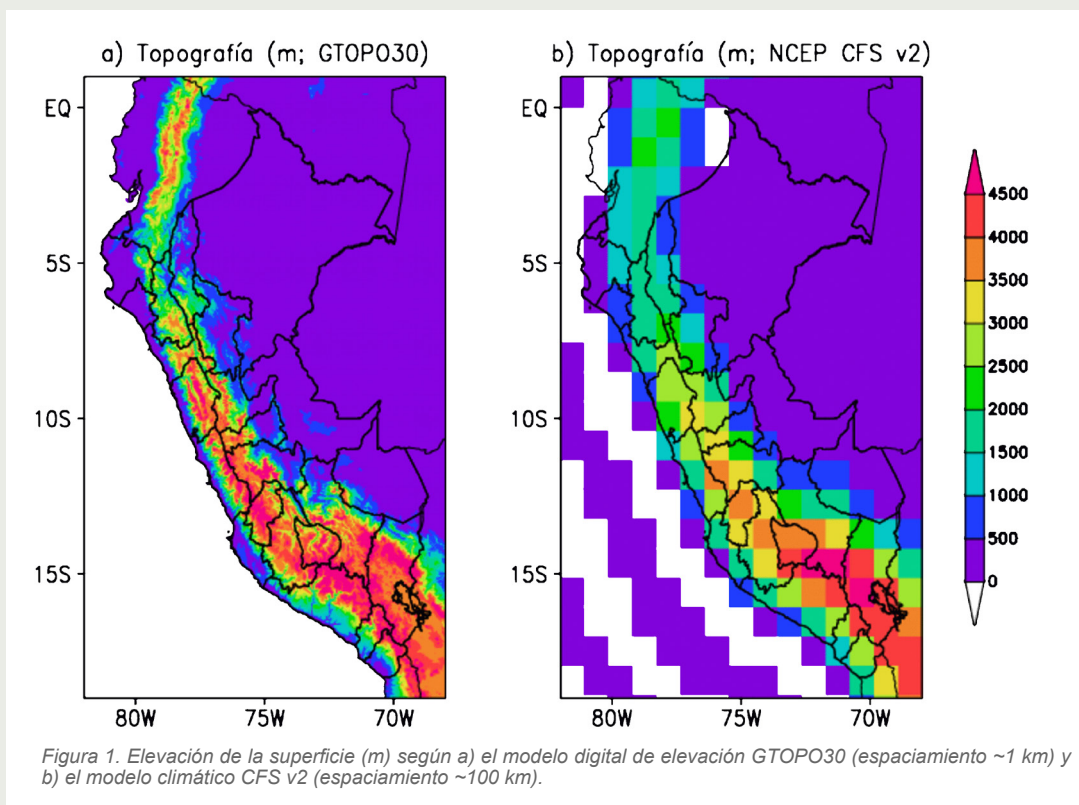
Aún si la resolución espacial de los modelos aumente cada vez más, siempre habrán procesos cuya escala es demasiado pequeña para ser representados explícitamente. Por ejemplo, tenemos los remolinos turbulentos dentro de la “capa límite planetaria” que pueden tener escalas de metros pero que son cruciales para la transferencia de calor y humedad desde la superficie a la atmósfera. También están las nubes que afectan a la radiación y precipitación pero cuya escala puede ser de cientos de metros. Más aún, dentro de las nubes tenemos los procesos “microfísicos” que llevan desde la nucleación de pequeñas gotas de agua, su crecimiento a través de procesos de difusión, su caída y la colisión con otras gotas, hasta, en algunos casos, la coalescencia o su fragmentación, etc. Todos

estos procesos influyen en la dinámica a la escala de las tormentas y deben ser también representados.

La dinámica de los fluidos tiene una naturaleza “no-lineal” que, entre otras cosas, implica una interacción entre las diferentes escalas espacio-temporales. Es decir, aún si nos interesa saber qué pasa a una escala de 10 km, debemos considerar lo que ocurre a una escala de 10 m, aunque sea en forma aproximada. Estas aproximaciones son llamadas “parametrizaciones físicas” y consisten en algoritmos basados en una combinación de leyes físicas con resultados empíricos y criterio experto que son incorporados en los modelos para estimar los efectos de estos procesos de pequeña escala sobre la escala mayor que sí es representada explícitamente en los modelos. Debido a que existe un elemento de subjetividad en estos esquemas de parametrización, son quizás la principal fuente de incertidumbre en los modelos y el principal aspecto en que se distinguen los modelos de diferentes laboratorios. Por ejemplo, las discrepancias entre las proyecciones de cambio climático futuro se pueden rastrear hasta la forma en que estos modelos representan la respuesta de las nubes bajas, como las que tenemos en nuestra costa, al calentamiento global (Sherwood et al., 2014).

4. Errores en el clima promedio

Una forma en que los errores asociados a la resolución espacial y las parametrizaciones físicas se traducen en errores de pronóstico es a través de los errores en la representación del clima promedio, lo cual, a su vez, puede afectar a los mecanismos de retroalimentación y de forzamiento relevantes a la variabilidad climática.



Los modelos son mundos internamente consistentes ya que simulan un clima siguiendo reglas perfectamente establecidas. Sin embargo, estas reglas no son exactamente las mismas que en la realidad, por lo que este clima tampoco es exactamente igual al observado. Podemos hablar entonces del “clima del modelo” como una aproximación imperfecta a la realidad. Aún cuando al modelo se le proporcione condiciones iniciales cercanas a la realidad, ocurrirá un proceso de “deriva” (*drift*) que rápidamente llevará al “clima del modelo” en el transcurso de algunos meses a años, dependiendo de la región y variable. El error sistemático asociado a esta deriva ha ido disminuyendo sustancialmente conforme los modelos han sido mejorados (ej. Delecluse et al., 1998) y el clima simulado es bastante similar al observado (por ej. Fig. 1ab, 2ab), pero aún persisten errores en el Pacífico Oriental de importancia para el pronóstico en esta región.

Un problema generalizado en los modelos es la simulación de la temperatura del mar demasiado elevada en la costa peruana, la cual fue identificada hace 20 años (Mechoso et al., 1995) pero aún no se ha corregido en la última generación de modelos (Flato et al., 2013; Fig. 2). Algunos experimentos recientes indican que el aumento de la resolución de la componente atmosférica mejora la representación del afloramiento costero y reduce este error, mientras que el aumento en la resolución oceánica no aporta mayor mejora (Masson et al., 2014; Wittenberg et al., 2014). Esto es consistente con resultados previos que indican que la correcta representación de los vientos sobre el mar en la franja de 30 km frente a la costa puede tener un impacto dramático en la

temperatura del mar costera (Capet et al., 2004). Más lejos de la costa, un factor importante es la representación de la nubosidad baja para simular bien las temperaturas bajas en esta región (Philander et al., 1996), pero los modelos atmosféricos tienen dificultad en representar la nubosidad y la estructura atmosférica en el Pacífico Sudoriental, incluso con la temperatura del mar prescrita (Wyant et al., 2010), lo cual resulta en excesiva radiación solar en la superficie y temperaturas mayores a las observadas.

Otro error común en los modelos climáticos es el “síndrome de la doble Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT)” (Mechoso et al., 1995). La ZCIT es una banda de precipitación orientada de oeste a este ubicada al norte de la línea ecuatorial en el Pacífico (Fig. 3a), aproximadamente coincidente con una banda de temperatura superficial relativamente alta (Fig. 2a), pero en los meses de marzo y abril puede presentar una segunda banda más débil al sur del ecuador en el Pacífico Oriental (Zhang, 2001). El problema en los modelos es que la segunda ITCZ es demasiado intensa (ver, por ejemplo, a lo largo de 7-5°S en el Pacífico Oriental en Fig. 3b) y esto se traduce en que los vientos alisios del sudeste que soplan a lo largo de la costa sudamericana sean muy débiles, lo cual lleva a las temperaturas excesivamente altas en la zona ecuatorial oriental (de Szoeké & Xie, 2008). Además, este problema se asocia a excesiva lluvia en la costa peruana (Ramos, 2014). Aún no se conoce el mecanismo que da origen a este problema, pero se sabe que se origina en los modelos atmosféricos (Lin, 2007; Bellucci et al., 2010) y se amplifica mediante la interacción con el océano (Lin, 2007).

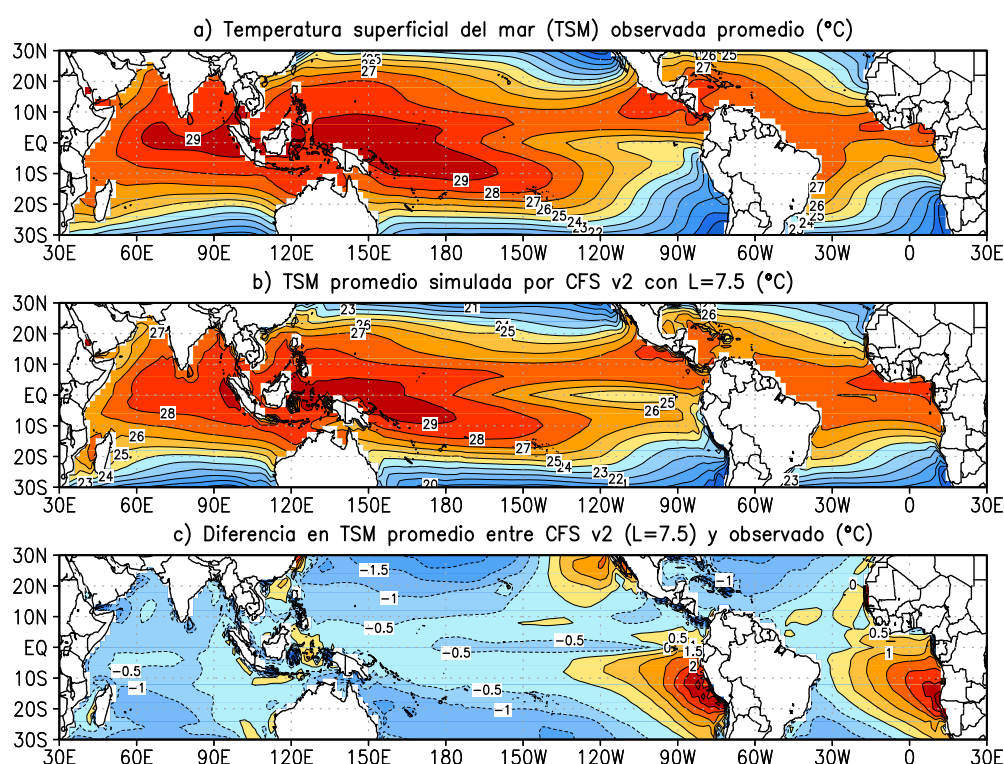


Figura 2. Temperatura superficial del mar promedio (°C) a) observada y b) simulada por el modelo CFS v2 con 7.5 meses de anticipación (contornos cada 1°C). c) Diferencia entre lo modelado y lo observado (contornos cada 0.5°C).

Modelos climáticos y sus errores promedio en el Pacífico

Takahashi K.

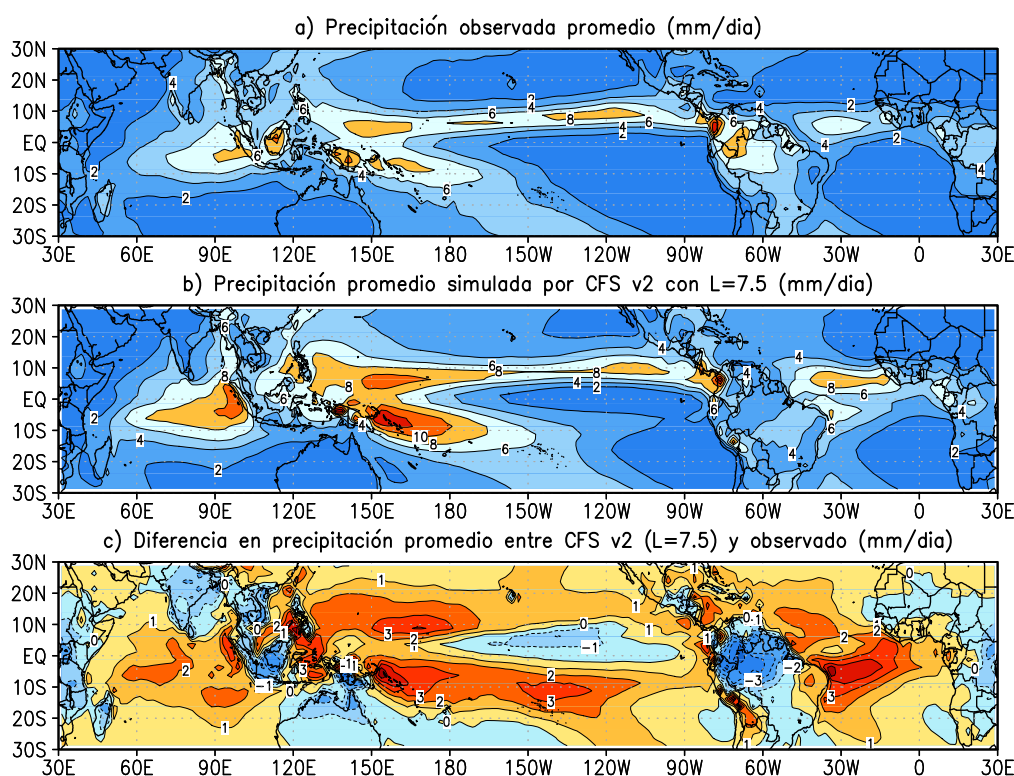


Figura 3. Precipitación promedio (mm/día) a) observada y b) simulada por el modelo CFS v2 con 7.5 meses de anticipación (contornos cada 2 mm/día). c) Diferencia entre lo modelado y lo observado (contornos cada 1 mm/día).

Además del error cálido frente a nuestra costa, la lengua fría ecuatorial, que se extiende entre la costa de Sudamérica y aproximadamente 170°W, es simulada demasiado intensa y se extiende demasiado hacia el oeste por los modelos (Mechoso et al., 1995; Flato et al., 2013; Fig. 2ab). Esto está asociado también a una termoclina ecuatorial demasiado inclinada y a afloramiento ecuatorial y corrientes del este demasiado intensas (Zheng et al., 2012). Aparentemente, este error podría provenir principalmente de la componente oceánica de los modelos, pero se amplifica con el acoplamiento con la atmósfera (Mechoso et al., 1995; Li & Xie, 2014).

5. Algunas implicancias para El Niño

La extensión al oeste excesiva de la lengua fría ecuatorial implica un desplazamiento al oeste del borde de la piscina cálida, dentro de la cual se encuentra la mayor actividad convectiva (lluvias intensas) y, por lo tanto, la rama ascendente de la celda de Walker. Esto a su vez implica que las fluctuaciones del borde de esta piscina asociadas a El Niño en el Pacífico Central se encuentran restringidas al Pacífico Occidental, lo cual limita la posibilidad de los GCMs de representar los diversos tipos de El Niño (Ham & Kug, 2012). Más aún, el sesgo frío hace más difícil que en el Pacífico Oriental se alcance la temperatura necesaria para gatillar la convección que es necesaria para amplificar los eventos El

Niño a niveles extraordinarios (Takahashi & Dewitte, 2015).

Por otro lado, las condiciones demasiado cálidas y la lluvia demasiado intensa en el Pacífico Sudoriental implican que esta región se encuentra en condiciones típicas de El Niño permanente en los GCMs. Considerando que aparentemente existen unas restricciones energéticas que limitan la temperatura del mar a un máximo de 30°C (An & Jin, 2004), esto podría limitar la magnitud de las anomalías cálidas que los GCMs pueden simular.

Los errores promedio en la profundidad, inclinación y gradiente térmico vertical de la termoclina ecuatorial afectan la relación cuantitativa entre sus variaciones y las de la temperatura superficial asociadas a El Niño (An & Jin, 2004). Además, la inclinación de la termoclina afecta la propagación de ondas Kelvin ecuatoriales interestacionales (Mosquera-Vásquez et al., 2014).

Si bien se puede considerar a algunos GCMs como más realistas que otros, no existe un modelo que sea realista cuando se considera una diversidad de criterios (Bellenger et al., 2014). El avance en la mejora de El Niño en los GCMs ha sido lento en las últimas décadas, ya que existen errores promedio que aún no tienen solución y que El Niño es un fenómeno complejo emergente que no se puede calibrar directamente en los GCMs. Más aún, muchos de estos estudios se realizan con simulaciones con los GCMs suficientemente largas que la deriva hacia su clima propio puede culminar aproximadamente, pero los pronósticos realizados operacionalmente solo se corren

por unos meses. Debido a que se utilizan condiciones iniciales realistas cada vez, la deriva nunca termina y el clima promedio de estas corridas es algo intermedio entre lo observado y el clima propio del modelo. Es necesario investigar cómo es el comportamiento de El Niño en los GCMs bajo estas condiciones si se quiere entender y aprovechar mejor estas corridas. Este es una línea de investigación prácticamente inexplorada pero de alta importancia.

Referencias

- An, S.-I., F.-F. Jin, 2004: Nonlinearity and asymmetry of ENSO, *Journal of Climate*, 17, 2399-2412.
- Bellenger, H., E. Guilyardi, J. Leloup, M. Lengaigne, J. Vialard, 2014: ENSO representation in climate models: from CMIP3 to CMIP5, *Climate Dynamics*, 42, 7-8, 1999-2018, doi: 10.1007/s00382-013-1783-z.
- Bellucci, A., S. Gualdi, A. Navarra, 2010: The double-ITCZ syndrome in coupled general circulation models: The role of large-scale vertical circulation regimes, *Journal of Climate*, 23 (5), 1127-1145.
- Capet, X., P. Marchesiello, J. C. McWilliams, 2004: Upwelling response to coastal wind profiles, *Geophysical Research Letters*, 31 (13), L13311, doi:10.1029/2004GL020123.
- Delecluse, P., M. K. Davey, Y. Kitamura, S. G. H. Philander, M. Suarez, & L. Bengtsson, 1998: Coupled general circulation modeling of the tropical Pacific, *Journal of Geophysical Research*, 103, C7, 14357-14373.
- de Szoek, S. P., S. P. Xie, 2008: The tropical eastern Pacific seasonal cycle: Assessment of errors and mechanisms in IPCC AR4 coupled ocean-atmosphere general circulation models, *Journal of Climate*, 21, 2573-2590, doi: 10.1175/2007JCLI1975.1.
- Flato, G., J. Marotzke, B. Abiodun, P. Braconnot, S. C. Chou, W. Collins, P. Cox, F. Driouech, S. Emori, V. Eyring, C. Forest, P. Gleckler, E. Guilyardi, C. Jakob, V. Kattsov, C. Reason, and M. Rummukainen, 2013: Evaluation of Climate Models. En Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P.M. Midgley (Eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 1217-1308, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Ham, Y.-G., J.-S. Kug, 2012: How well do current climate models simulate two types of El Niño?, *Climate Dynamics*, 39, 383-398.
- Ji, M., A. Leetmaa, and V. E. Kousky, 1996: Coupled model predictions of ENSO during the 1980s and the 1990s at the National Centers for Environmental Prediction, *Journal of Climate*, 9, 3105-3120.
- Jia, L., X. Yang, G. A. Vecchi, R. G. Gudgel, T. L. Delworth, A. Rosati, W. F. Stern, A. Wittenberg, L. Krishnamurthy, S. Zhang, R. Msadek, S. Kapnick, S. Underwood, F. Zeng, W. G. Anderson, V. Balaji, K. Dixon, 2015: Improved seasonal prediction of temperature and precipitation over land in a high-resolution GFDL climate model, *Journal of Climate*, 28, 2044-2062, doi:10.1175/JCLI-D-14-00112.1.
- Lin, J. L., 2007: The double-ITCZ problem in IPCC AR4 coupled GCMs: Ocean-atmosphere feedback analysis, *Journal of Climate*, 20, 4497-4525.
- Masson, S., S. Berthet, C. Hourdin, V. Echevin, F. Colas, E. Maconnave, G. Madec, L. Debreu, et al., 2014: Upscaling processes in a multi-scale ocean-atmosphere coupled model. *WGOMD Workshop on High Resolution Ocean Climate Modeling*, Kiel, Germany, April 7-9.
- Mechoso, C. R., A. W. Robertson, N. Barth, M. K. Davey, P. Delecluse, P. R. Gent, S. Ineson, B. P. Kirtman, M. Latif, H. Le Treut, T. Nagai, J. D. Neelin, S. G. H. Philander, J. Polcher, P. S. Schopf, T. Stockdale, M. J. Suarez, L. Terray, O. Thual, J. J. Tribbia, 1995: The seasonal cycle over the tropical Pacific in coupled ocean-atmosphere general circulation models, *Monthly Weather Review*, 123, 2825-2838.
- Mosquera-Vásquez, K., B. Dewitte, S. Illig, 2014: The Central Pacific El Niño intraseasonal Kelvin wave, *Journal of Geophysical Research*, doi:10.1002/2014JC010044.
- Navarra, A., W. F. Stern, and K. Miyakoda, 1994: Reduction of the Gibbs Oscillation in Spectral Model Simulations, *Journal of Climate*, 7, 1169-1183.
- Philander, S. G. H., D. Gu, G. Lambert, N. C. Lau, R. C. Pacanowski, 1996: Why the ITCZ is mostly north of the equator, *Journal of Climate*, 9, 2958-2972.
- Ramos, Y., 2014: Estimación del efecto del cambio climático en la precipitación en la costa norte del Perú usando simulaciones de modelos climáticos globales, Tesis Ing. Meteorológica, Universidad Nacional Agraria La Molina.
- Sherwood, S., S. Bony, J. L. Dufresne, 2014: Spread in model climate sensitivity traced to atmospheric convective mixing, *Nature*, 505, 37, doi:10.1038/nature12829.
- Takahashi, K., B. Dewitte, 2015: Strong and moderate nonlinear El Niño regimes, *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-015-2665-3.
- Wittenberg, A. T., G. A. Vecchi, T. L. Delworth, A. Rosati, W. Anderson, F.-J. Zeng, 2014: Impacts of atmospheric and oceanic resolution on the tropical Pacific climatology simulated by GFDL's new climate models, American Geophysical Union, Fall Meeting 2014, abstract #A43G-3368.
- Wyant, M., R. Wood, C. Bretherton, C. Mechoso, J. T. Bacmeister, M. Balmaseda, B. Barrett, F. Codron, P. Earnshaw, J. Fast, C. Hannay, J. Kaiser, H. Kitagawa, S. Klein, M. Köhler, J. Manganello, H. Pan, F. Sun, S. Wang, Y. Wang, 2010: The PreVOCA experiment: modeling the lower troposphere in the Southeast Pacific, *Atmospheric Chemistry And Physics*, 10 (10), 4757-4774.
- Zhang, C., 2001: Double ITCZs, *Journal of Geophysical Research*, 106, D11, 11785-11792.
- Zheng, Y., J. L. Lin, T. Shinoda, 2012: The equatorial Pacific cold tongue simulated by IPCC AR4 coupled GCMs: Upper ocean heat budget and feedback analysis, *Journal of Geophysical Research*, 117, C05024.