

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA

LA MOLINA

FACULTAD DE CIENCIAS



**“EVALUACIÓN DE LOS MECANISMOS DE EL NIÑO
EXTRAORDINARIO DENTRO DE LOS PRONÓSTICOS
RETROSPECTIVOS DE MODELOS CLIMÁTICOS”**

Presentada por:

Luis Bryam Orihuela Pinto

Tesis para Optar el Título Profesional de:

INGENIERO METEORÓLOGO

Lima - Perú

2016

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA

LA MOLINA

FACULTAD DE CIENCIAS

**“EVALUACIÓN DE LOS MECANISMOS DE EL NIÑO
EXTRAORDINARIO DENTRO DE LOS PRONÓSTICOS
RETROSPECTIVOS DE MODELOS CLIMÁTICOS”**

Presentada por:

Luis Bryam Orihuela Pinto

Tesis para Optar el Título Profesional de:

INGENIERO METEORÓLOGO

Sustentada y aprobada por el siguiente jurado:

Mg. Alessandri Canchoa Quispe
PRESIDENTE

Mg. Sc. Ever Menacho Casimiro
MIEMBRO

Ing. Franklin Unsihuay Tovar
MIEMBRO

Mg. Sc. Jerónimo García Villanueva
ASESOR

Ph D. Ken Takahashi Guevara
CO-ASESOR

AGRADECIMIENTOS

Quisiera en primer lugar agradecer a mi familia, en especial a mis padres Ciro y María por haberme educado desde niño, por los sacrificios hechos y valores inculcados, lo cual, me ha permitido llegar hasta este punto.

También quisiera a agradecer a la Subdirección de Ciencias de la Atmósfera de Hidrósfera (SCAH) del Instituto Geofísico del Perú (IGP) por darme la oportunidad de desarrollar esta tesis dándome las facilidades necesarias y a todos mis amigos que ahí laboran, por las sugerencias y buenos momentos compartidos.

Así también al Dr. Ken Takahashi quien fue mi asesor en dicha institución, por su guía y valiosas discusiones que contribuyeron al desarrollo del presente trabajo. Del mismo modo, a mi profesor Jerónimo García Villanueva por sus sabios consejos y oportunas críticas para mejorar esta tesis.

ÍNDICE GENERAL

I.	INTRODUCCIÓN.....	1
II.	REVISIÓN DE LITERATURA	4
2.1.	EL NIÑO OSCILACIÓN DEL SUR.	4
2.1.1.	CONDICIONES CLIMÁTICAS NORMALES EN EL PACÍFICO TROPICAL.....	4
2.1.2.	CONDICIONES DEL PACÍFICO TROPICAL DURANTE EL NIÑO	5
2.1.3.	ÍNDICES E Y C	6
2.1.4.	EL NIÑO EXTRAORDINARIO	7
2.1.5.	RETROALIMENTACIÓN NO LINEAL	8
2.1.6.	PRECURSORES DE EL NIÑO.....	10
2.2.	MODELOS DE CIRCULACIÓN GENERAL (GCM).....	12
2.2.1.	CONCEPTOS PREVIOS RELACIONADOS A GCMS.....	12
2.2.2.	MODELOS ACOPLADOS DE CIRCULACIÓN GENERAL	13
2.2.3.	ERRORES COMUNES DE GCMS.....	14
III.	MATERIALES Y MÉTODOS.....	17
3.1.	DATOS.....	17
3.1.1.	DATOS OBSERVADOS	17
3.1.2.	DATOS DE GCM'S.....	17
3.2.	METODOLOGÍA.....	18
3.2.1.	DETERMINACIÓN Y CORRECCIÓN DE ERRORES SISTEMÁTICOS ...	19
3.2.2.	CÁLCULO DE ÍNDICES E Y C.	20

3.2.3.	CUANTIFICACIÓN DE PROCESOS DE RETROALIMENTACIÓN ATMOSFÉRICOS ASOCIADOS AL ÍNDICE E	23
3.2.4.	DETERMINACIÓN DE LA MEDIDA EN QUE LA INTERACCIÓN OCÉNO-ATMÓSFERA AFECTA EL PRONÓSTICO DEL ÍNDICE E	26
3.2.5.	VERIFICACIÓN DEL ROL DE PREDICTORES EN LOS MODELOS.....	29
IV.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	30
4.1.	ERRORES SISTEMÁTICOS DE LOS MODELOS	30
4.1.1.	ANÁLISIS POR MES OBJETIVO	30
4.1.2.	ANÁLISIS POR LEAD	38
4.2.	ÍNDICES E Y C	45
4.3.	RETROALIMENTACIÓN OCÉANO-ATMOSFÉRICA	49
4.3.1.	ANÁLISIS CUANTITATIVO: ÍNDICES	49
4.3.2.	ANÁLISIS CUALITATIVO: EVOLUCIÓN TEMPORAL.....	56
4.4.	FACTORES QUE INFLUYEN EN LA BONDAD DE LOS PRONÓSTICOS.	62
4.4.1.	RETROALIMENTACIÓN OCÉANO-ATMOSFÉRICA MODELADA	63
4.4.2.	POSICIÓN DE LA PISCINA CÁLIDA DEL PACÍFICO ECUATORIAL....	69
4.5.	ROL DE PREDICTORES EN LAS SIMULACIONES	73
V.	CONCLUSIONES.....	78
VI.	RECOMENDACIONES	80
VII.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	81
VIII.	ANEXOS	86

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Resumen de datos observacionales y fuente.....	17
Tabla 2. GCM's utilizados y especificaciones	17
Tabla 3. Disponibilidad de variables en los GCM's.....	18
Tabla 4. Ecrít de precipitación (pptE) por modelo y mes de condición inicial. Entre corchetes: intervalo de confianza al 90%.....	53
Tabla 5. aHI de precipitación (pptE) por modelo y mes de condición inicial. Entre corchetes: intervalo de confianza al 90%.....	54
Tabla 6. Ecrít de esfuerzo de viento (tauxE) por modelo y mes de condición inicial. Entre corchetes: intervalo de confianza al 90%.....	56
Tabla 7. aHI del esfuerzo de viento (tauxE) por modelo y mes de condición inicial. Entre corchetes: intervalo de confianza al 90%.....	56
Tabla 8. Valores de reg_Jan por modelo y mes de condición inicial, incluyendo intervalo de confianza al 90%	63
Tabla 9. Datos incluidos (✓) y excluidos (✗) del análisis.....	64

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1.** Condiciones normales del Pacífico Tropical Ecuatorial (Adaptado de Collins et al., 2010) 5
- Figura 2.** Condiciones El Niño en el Pacífico Tropical Ecuatorial (Adaptado de Collins et al. 2010) 6
- Figura 3.** Coeficientes de regresión lineal entre las anomalías de temperatura superficial del mar ($^{\circ}\text{C}$; colores), esfuerzo de viento (vectores con magnitud mayor a $5 \times 10^{-2} \text{Nm}^{-2}$) y precipitación (contornos de 0.5, 1, 1.5, 2, y 3 mm/día, azul es positivo y rojo negativo) con los índices a) C y b) E. Las cajas negras representan las zonas ecuatoriales (5°S - 5°N) en donde se hizo el promedio espacial para los índices a) pptC y tauxC (160°E - 160°W) y b) pptE y tauxE (160°W - 120°W). (Takahashi y Dewitte, 2015). 7
- Figura 4.** Índices E y C durante los picos de El Niño en observaciones (círculos cerrados de color intenso) y el modelo GFDL CM2.1 (círculos abiertos y de color suave). La función de distribución de probabilidades basada en el modelo CM2.1 se indica con contornos. (Adaptado de Takahashi y Dewitte, 2015) 8
- Figura 5.** Esquema de retroalimentación no lineal entre el océano y la atmósfera sobre el patrón de anomalías de temperatura superficial del mar asociado al índice E de la Figura 3b. 9
- Figura 6.** Relación entre el índice E y a) la radiación de onda larga y b) el esfuerzo de viento zonal mensual promediados sobre la región indicada en la Figura 3b (también en la Figura 5). Las líneas negras indican los percentiles de 10, 25, 50, 75, y 90% para diferentes valores de E, mientras que las líneas rojas indican el ajuste usando el método MARS. (Adaptado de Takahashi y Dewitte, 2015). 9
- Figura 7.** Anomalías de profundidad promedio de la termoclina a lo largo del Pacífico ecuatorial (a) y esfuerzo de viento en Pacífico oeste (b) en agosto vs índice E en enero del año siguiente. (Takahashi & Dewitte, 2015) 11

Figura 8. Esquema del mecanismo de desarrollo en un evento El Niño extraordinario propuesto por Takahashi & Dewitte 2015. Elaboración propia	12
Figura 9. Esquema de los tipos de errores dentro de una simulación numérica de un GCM..	15
Figura 10. Coeficientes de correlación lineal entre los pronósticos (multiplicados por 100)de TSM para diferentes modelos acoplados y las observaciones para las regiones Niño 1+2 y Niño 3.4 como función del mes para el cual se hace el pronóstico (eje horizontal) y con cuántos meses de anticipación se realiza (eje vertical). (Reupo y Takahashi, 2014).	16
Figura 11. Esquema de la regresión lineal por tramos e índices hallados.....	25
Figura 12. Distribución espacial de TSM con datos observados para los meses de septiembre a enero	28
Figura 13. Variación longitudinal de errores promedio del modelo CFSv2 en el Pacífico Ecuatorial Tropical por cada mes objetivo de (a) TSM, (b) PPT, (c) TAUX y (d) ISO20	32
Figura 14. Igual que la Figura 13 pero del modelo GEOS 5.....	33
Figura 15. Variación longitudinal de errores promedio del modelo CM2.1-aer04 en el Pacífico Ecuatorial Tropical por cada mes objetivo de (a) TSM y (b) PPT	34
Figura 16. Igual que la Figura 15 pero del modelo CM 2.5-FLORA06.....	35
Figura 17. Igual que la Figura 15 pero del modelo CM 2.5 FLORB01	36
Figura 18. Igual que la Figura 15 pero del modelo CCSM3	37
Figura 19. Igual que la Figura 15 pero del modelo CCSM4	38
Figura 20. Variación longitudinal de errores promedio del modelo CFSv2 en el Pacífico Ecuatorial Tropical por cada lead de (a) TSM, (b) PPT, (c) TAUX y (d) ISO20 .	39
Figura 21. Igual que la Figura 20 pero del modelo GEOS 5.....	40
Figura 22. Variación longitudinal de errores promedio del modelo CM2.1-AER04 en el Pacífico Ecuatorial Tropical por cada lead de (a) TSM y (b) PPT	41

Figura 23. Igual que la Figura 22 pero del modelo CM 2.5-FLOR-A06	42
Figura 24. Igual que la Figura 22 pero del modelo CM 2.5-FLOR-B01	43
Figura 25. Igual que la Figura 22 pero del modelo CCSM3	44
Figura 26. Igual que la Figura 22 pero del modelo CCSM4	45
Figura 27. E vs C observado en enero (desde 1982 hasta 2016).....	46
Figura 28. Índices E y C en el mes objetivo de enero en cada modelo (filas) del grupo 1 para diferentes leads (columnas). Al igual que Figura 27 los colores representan diferentes años., Rojo:82-83, azul:97-98, verde:09-10 y negro:15-16	47
Figura 29. Igual que Figura 28, pero para el grupo 2 de modelos.....	48
Figura 30. Retroalimentación en el pacífico este de la lluvia (izquierda) y el viento (derecha) con el océano durante los meses de septiembre a enero (similar a Figura 6).....	50
Figura 31. Retroalimentación en el Pacífico este (E vs pptE) de setiembre enero en (a) observaciones, y de todos los members de los modelos: (b) CFS2, (c) GEOS5, (d) CM2.1, (e) CM2.5-FLOR-A06, (f) CM2.5-FLOR-B01, (g) CCSM3 y (h) CCSM4 para las condiciones iniciales de mayo (izquierda) y setiembre (derecha) en cada uno de ellos.....	51
Figura 32. Retroalimentación en el Pacífico este (E vs tauxE) de setiembre enero en (a) observaciones, y de todos los members de los modelos: (b) CFS2, (c) GEOS5, para las condiciones iniciales de mayo (izquierda) y setiembre (derecha) en cada uno de ellos.....	55
Figura 33. Retroalimentación y evolución de setiembre a enero con datos observados de la precipitación/pptE (izquierda) y el esfuerzo de viento/tauxE (derecha) junto con el índice E. Negro:15-16. Rojo: 82-83. Azul: 97-98, Verde: 09-10.	57
Figura 34. Trayectorias de evolución en el Pacífico este (E vs pptE) de setiembre enero en (a) observaciones, y del promedio del ensemble en los modelos: (b) CFS2, (c) GEOS5, (d) CM2.1, (e) CM2.5-FLOR-A06, (f) CM2.5-FLOR-B01, (g)	

CCSM3 y (h) CCSM4 para las condiciones iniciales de mayo (izquierda) y setiembre (derecha) en cada uno de ellos. Negro:15-16. Rojo: 82-83. Azul: 97-98, Verde: 09-10. 61

Figura 35. Trayectorias de evolución en el Pacífico este (E vs tauxE) de setiembre enero en (a) observaciones y del promedio del ensemble en los modelos: (b) CFS2, (c) GEOS5 para las condiciones iniciales de mayo (izquierda) y setiembre (derecha) en cada uno de ellos. Negro:15-16. Rojo: 82-83. Azul: 97-98, Verde: 09-10. 62

Figura 36. Ecrit vs reg_Jan , para observaciones (estrella) y para cada modelo (cuadrados) más intervalos de confianza. Nótese que eje X varía en cada modelo. 65

Figura 37. aHI vs reg_Jan , para observaciones (estrella) y para cada modelo (cuadrados) más intervalos de confianza. Nótese que eje X varía en cada modelo. 66

Figura 38. Diagrama de dispersión. E crítico de la retroalimentación entre la precipitación en el Pacífico este y el índice E (Ecrit) vs la pendiente de regresión lineal de E observado y E pronosticado (Reg_Jan). Cada punto indica un número correspondiente al mes de condición inicial. La estrella representa: $\text{Ecrit}= 0.83$ (valor observado) y $\text{reg_Jan}=1$ (valor de un pronóstico ideal). Las barras horizontales y verticales son los intervalos de confianza de cada punto al 90%. En el cuadro insertado, están los valores de R^2 de cada una de las líneas de tendencia (asociadas por el color)..... 68

Figura 39. Diagrama de dispersión. Segunda pendiente de la retroalimentación entre la precipitación en el Pacífico este y el índice E (aHI) vs la pendiente de regresión lineal de E observado y E pronosticado (Reg_Jan). Cada punto indica un número correspondiente al mes de condición inicial. La estrella representa: $\text{aHI}= 2.21$ (valor observado) y $\text{reg_Jan}=1$ (valor de un pronóstico ideal). Las barras horizontales y verticales son los intervalos de confianza de cada punto al 90%. En el cuadro insertado, están los valores de R^2 de cada una de las líneas de tendencia (asociadas por el color) 69

Figura 40. Diagrama de dispersión. Posición longitudinal del borde oeste de la piscina cálida del Pacífico (Picaud et. al 1996) vs la pendiente de regresión lineal de E observado y E pronosticado (Reg_Jan). Cada punto indica un número correspondiente al mes de condición inicial. La estrella representa los valores: longitud del borde de piscina cálida= 200.9 (valor observado) y reg_Jan=1(valor de un pronóstico ideal). Las barras horizontales y verticales son los intervalos de confianza (error estándar) de cada punto al 90%. En el cuadro insertado, están los valores de R^2 de cada una de las líneas de tendencia (asociadas por el color).....	71
Figura 41. TSM promedio en Pacífico ecuatorial tropical en los modelos para las condiciones iniciales de mayo (izquierda) y septiembre (derecha). El borde este de la piscina cálida (isoterma de 28°C) está resaltado.....	73
Figura 42. Modelo CFS2. tauxC en agosto vs E en enero próximo para los meses de condición inicial de mayo, junio, julio, agosto y septiembre (de izquierda a derecha). Resaltados los años 1982-83 (rojo), 1997-98 (azul), 2009-10 (verde) y 2015-16 (negro). Asteriscos=promedio del ensemble, rombos=observaciones, puntos= members.....	75
Figura 43. Modelo CFS2. Profundidad promedio de la isoterma de 20°C en el Pacífico ecuatorial en agosto vs E en enero próximo para los meses de condición inicial de mayo, junio, julio, agosto y septiembre (de izquierda a derecha). Resaltados los años 1982-83 (rojo), 1997-98 (azul), 2009-10 (verde) y 2015-16 (negro). Asteriscos=promedio del ensemble, rombos=observaciones, puntos= members..	75
Figura 44. Igual que la Figura 42 para el modelo GEOS 5	76
Figura 45. Igual que la Figura 43 para el modelo GEOS 5	77
Figura 46. Retroalimentación en el Pacífico este (E vs pptE) de setiembre enero en todos los members de los modelos: (a) CFS2, (b) GEOS5, (c) CM2.1, (d) CM2.5-FLOR-A06, para las condiciones iniciales de junio (izquierda) julio (medio) y agosto (derecha) en cada uno de ellos.	87

Figura 47. Trayectorias de evolución en el Pacífico este (E vs pptE) de setiembre enero promedio del ensemble en los modelos: (a) CFS2, (b) GEOS5, (c) CM2.1, (d) CM2.5-FLOR-A06, (e) CM2.5-FLOR-B01, (f) CCSM3 y (g) CCSM4 para las condiciones iniciales de junio (izquierda) julio (medio) y agosto (derecha) en cada uno de ellos..... 89

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1. Retroalimentación océano-atmosférica en modelos para IC junio, julio y agosto. ...86

RESUMEN

Esta investigación tiene como objeto de estudio los pronósticos hechos por algunos modelos climáticos acoplados de eventos El Niño (EN), prestando particular atención a los eventos del tipo extraordinario debido a los fuertes impactos que se podrían prevenir con su pronóstico. Se comienza documentando los errores sistemáticos que tienen cada uno de estos modelos en diferentes meses de pronóstico y tiempos de anticipación de los mismos además de usar un método de corrección a las salidas de estos modelos para disminuir el efecto de estos errores en los posteriores análisis. Posteriormente, se calcularon algunos índices que representan la variabilidad interanual de la temperatura superficial del mar en el Pacífico ecuatorial y se determina que todos los modelos subestiman en promedio las anomalías de temperatura en el Pacífico oriental (unos más que otros) y se hace una evaluación de las posibles causas. El primer candidato a evaluar es el efecto de la retroalimentación no lineal asociada a convección profunda en el Pacífico oriental importante para el desarrollo de eventos EN extraordinario (Takahashi & Dewitte, 2015) pero no se llega a detectar gran influencia. También se analiza la posición longitudinal promedio de la piscina cálida del Pacífico que es una variable clave para los procesos de interacción que tienen lugar en el Pacífico ecuatorial y se encuentra que tiene una fuerte relación con la magnitud de los errores. Finalmente se evalúa el rol del contenido de calor en el océano y del esfuerzo de viento zonal en el Pacífico ecuatorial oeste y parte del central, como predictores de eventos EN extraordinario dentro de las simulaciones de los modelos CFS2 y GEOS5 (que cuentan con estas variables disponibles) y se encuentra que el contenido de calor positivo es una condición necesaria para ambos (pero no suficiente) y el viento solo es un predictores solo en el modelo CFS2.

Palabras clave: El Niño extraordinario, modelos climáticos globales acoplados.

ABSTRACT

This research explores El Niño (EN) forecasts made with coupled climate models, with particular attention on the extreme events due to the strong impacts that could be prevented by having an accurate forecast. First, the systematic errors for each model in different target months and lead times are documented and a correction is applied to the forecasts to remove these systematic errors. Subsequently, monthly indices of the Equatorial Pacific sea surface temperature (SST) variability were calculated and used to show that on average the models underestimate the SST anomalies in the eastern Pacific and we evaluated the possible causes for this behavior. The first candidate to explore is the effect of the non-linear feedback associated with deep convection in the eastern Pacific which plays an important role for the development of extreme EN events (Takahashi & Dewitte, 2015), yet no significant influence was detected. We also analyzed the role of the mean longitudinal position of the Pacific warm pool edge, a key factor for the Equatorial Pacific air-sea interaction processes, and found that it has a strong relation with the errors. Finally, we evaluated the roles of the equatorial ocean heat content and west-central Pacific zonal wind stress as precursors of extreme EN events in the CFS 2 and GEOS 5 forecasts and we found that having positive heat content is a necessary condition (but not sufficient) in both models and the zonal wind stress has a precursor role only in the CFS 2 model.

Palabras clave: extreme El Niño, coupled global climate models.

I. INTRODUCCIÓN

Dentro de la variabilidad interanual de las temperaturas superficiales del océano Pacífico Ecuatorial ocurren eventos de calentamiento muy fuerte, los cuales reciben el nombre de eventos El Niño. Estos eventos tienen efectos a lo largo de todo el mundo y el Perú no es ajeno a ellos, por el contrario, es uno de los más directamente afectados.

Los eventos El Niño (EN) se caracterizan por un calentamiento anómalo de la temperatura superficial del mar (TSM) en el Pacífico ecuatorial, el cual está influenciado principalmente por el debilitamiento de los vientos alisios a lo largo de esta zona que permiten el traslado de aguas cálidas del Pacífico oeste hacia zonas más frías al este de estas. A pesar de que este es el mecanismo común para todos los eventos, no hay dos eventos EN iguales (Wyrski, 1975) y en la última década la comunidad científica ha llegado a coincidir mayoritariamente en una clasificación de eventos según dónde, a lo largo del Pacífico Ecuatorial, se observan las mayores anomalías positivas de TSM. Así, clasificaron dos tipos de eventos EN: uno clásico con el calentamiento máximo en el Pacífico Ecuatorial Oriental y otro tipo con el máximo en el Pacífico Central (Larkin & Harrison, 2005; Ashok et al. 2007; Kug et al. 2009).

Los detalles de los patrones espaciales asociados con EN afectan sus teleconexiones atmosféricas e impactos (Capotondi et al., 2015). En el Perú, el Fenómeno El Niño generalmente se asocia a inundaciones en la costa además de estar relacionado a una corriente cálida y calentamiento de la temperatura del mar frente a nuestras costas. Estos son los efectos de un tipo de El Niño con máximo calentamiento en el Pacífico Ecuatorial Oriental, que es el tipo de El Niño que en su manifestación más fuerte (que de ahora en adelante llamaremos Niño Extraordinario), ha generado más impactos socio-económicos en nuestro país como fue el caso del evento de 1997-98 cuyos daños totales se estima que fueron equivalente al 4.5% del producto bruto interno del país (CAF, 2000). Es por ello, que la predicción de los eventos EN extraordinario es de gran importancia para nuestro país.

Las herramientas más complejas y utilizadas para el estudio y pronóstico de EN son los modelos de circulación general (GCM por sus siglas en inglés) que son programas computacionales que tras resolver aproximadamente las ecuaciones físicas que gobiernan la dinámica de fluidos del sistema océano-atmósfera, permiten simular la posible evolución del sistema climático tan solo con darles como dato inicial, el estado actual del mismo sistema o al menos la mejor aproximación que se pueda tener. Sin embargo, pese a su sofisticación, sus pronósticos están lejos de ser perfectos ya que debido a la complejidad del sistema océano-atmósfera, se necesitan hacer algunas aproximaciones que pueden resultar en errores que pueden afectar sus pronósticos.

Pese al uso generalizado de los pronósticos operacionales de los GCMs para realizar previsiones estacionales del tiempo y el análisis de la representación de mecanismos físicos en sus corridas es una línea de investigación poco explorada. Para el caso específico del pronóstico de El Niño, estos modelos son ampliamente utilizados. Estos, a diferencia de los modelos estadísticos, son capaces de pronosticar eventos que no necesariamente han ocurrido previamente, lo que es ideal en un fenómeno del cual tenemos poco tiempo de record histórico de datos para lograr entenderlo por completo (Wittenberg, 2009). Sin embargo, los pronósticos de la TSM en el Pacífico de estos modelos en general no son tan acertados para la zona del Pacífico este (la que tiene una directa y gran influencia con el clima en Perú) que en parte se puede deber a incertidumbres en las condiciones iniciales, pero también a errores del modelo en representar la realidad, por lo que investigar las causas de la variabilidad de EN en estos pronósticos estacionales nos ayudaría a entender las razones de este comportamiento.

Por lo expuesto anteriormente, es necesario investigar como es el comportamiento de El Niño extraordinario dentro de los pronósticos de los GCMs que se hacen operacionalmente, para ello se tiene como objetivo verificar la representación de algunos procesos clave dentro de la física de este fenómeno que probablemente no está siendo bien representado así como entender su propia dinámica, de modo que este estudio sirva como aporte para el mejoramiento de estos modelos y también para aprovechar mejor estas corridas. Todo ello con el propósito final de mejorar la predicción de este fenómeno y por consiguiente reducir, a través de la alerta temprana, los daños que este podría ocasionar.

Precisamente para contribuir con ese propósito, este estudio tiene como objetivo general evaluar la eficacia de los modelos climáticos en la simulación de los mecanismos de interacción océano-atmósfera asociados al Niño extraordinario y su efecto en los pronósticos que se realizan usando estos mismos modelos climáticos. Y los objetivos específicos a cumplir para lograrlo son:

- Determinar y corregir errores sistemáticos de los modelos en el Pacífico tropical.
- Determinar los índices E y C (de la variabilidad de la temperatura superficial del mar del Pacífico oriental y central respectivamente)
- Cuantificar los procesos de retroalimentación atmosféricos asociados al índice E en observaciones y modelos
- Identificar la influencia de la simulación de los procesos de interacción océano atmósfera en los pronósticos del índice E.
- Verificar el rol de variables predictoras en los pronósticos de El Niño extraordinario en los modelos.

II. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1. EL NIÑO OSCILACIÓN DEL SUR.

El Niño Oscilación del Sur (ENOS) es la fuente más fuerte de variabilidad natural en el sistema climático de la tierra (Philander, 1990) porque a pesar de que se origina en el Pacífico tropical, tiene un impacto climático global. Este fenómeno caracterizado por el calentamiento anómalo del Pacífico tropical central y este, abarca un área muy grande y su efecto sobre la atmósfera es tan profundo que altera los patrones de lluvia alrededor de los trópicos ocasionando inundaciones (Perú) y sequías (Australia e Indonesia), llegando también a afectar significativamente patrones atmosféricos más allá de los trópicos.

2.1.1. CONDICIONES CLIMÁTICAS NORMALES EN EL PACÍFICO TROPICAL.

Para poder entender cómo este calentamiento anómalo en el Pacífico tropical puede tener tal repercusión a nivel global, es preciso conocer primero el clima en condiciones normales. La zona tropical es de por sí la zona más cálida del planeta debido a que recibe la mayor intensidad de radiación solar; sin embargo, el mar frente a la costa de Perú es mucho más frío (aproximadamente 7°C menor) que el promedio en estas latitudes generando un fuerte gradiente zonal de temperatura (Figura 1).

La zona oeste del Pacífico tropical es una región lluviosa y con aguas cálidas superficiales a la que se le denomina piscina cálida; esta es una zona muy importante ya que es sobre esta región que el aire se eleva y da origen a bajas presiones en la superficie. Los vientos a lo largo de la superficie del Pacífico tropical soplan hacia el oeste hacia la región de baja presión (vientos alisios). El movimiento ascendente llega a la tropopausa y vuelve hacia el este en lo alto y completa el circuito descendiendo en el Pacífico este, generando una alta presión en la superficie en esta zona. Esta circulación del aire a lo largo del Pacífico tropical es llamada la circulación de Walker y es el principal causante de la gradiente zonal mencionada previamente

ya que el viento que sopla de este a oeste a lo largo de la línea ecuatorial, empuja el agua calentada por el sol hacia el oeste y la reemplaza por agua fría aflorada de debajo de la superficie (afloramiento).

La termoclina (región de cambios bruscos de temperatura en la estructura vertical del océano) marca un límite entre el agua cálida cerca de la superficie y el agua fría del fondo del mar. Esta es directamente influenciada por los vientos alisios, mientras más fuertes sea el viento hacia el oeste, más profunda será la termoclina en el oeste y más superficial en el este, así el agua aflorada de las profundidades será más fría en el este que en el oeste.

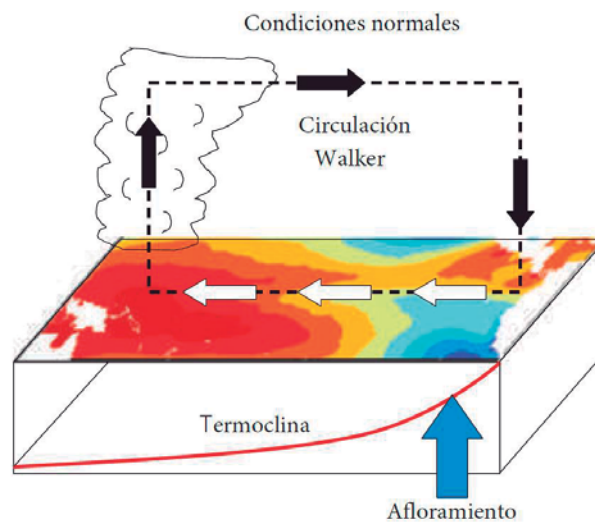


Figura 1. Condiciones normales del Pacífico Tropical Ecuatorial (Adaptado de Collins et al., 2010)

2.1.2. CONDICIONES DEL PACÍFICO TROPICAL DURANTE EL NIÑO

Durante El Niño, el Pacífico este se calienta y puede llegar a calentarse tanto que la temperatura a lo largo del Pacífico tropical se vuelve casi uniforme. Esta fase cálida de ENOS es debido a la debilitación de los vientos del este, lo que implica vientos anómalos del oeste en la zona oeste de Pacífico tropical (Figura 2) lo cual, debido a su relación directa con la termoclina explicada previamente, produce una menor inclinación de la termoclina y en el proceso de afloramiento, el agua que llegue a la superficie ya no será fría sino cálida causando esta uniformización de temperaturas cálidas a lo largo del océano Pacífico.

Bjerknes (1969) fue quien identificó el mecanismo básico del crecimiento de eventos ENOS, el cual está basado en una retroalimentación entre la atmósfera y el océano. Al calentarse el Pacífico este, que es normalmente frío, la zona de precipitación persistente (antes confinada al Pacífico oeste) se desplaza hacia el Pacífico central siguiendo al agua cálida, lo que modifica la estructura de la circulación de Walker normal ya que la baja presión asociada a esta zona de movimientos ascendentes debilita la alta presión comúnmente ubicada en el Pacífico este. Así, hacia el oeste, se genera una celda de circulación opuesta a la de Walker que reforzaría la perturbación inicial en los vientos alisios. Cabe resaltar que esta celda de circulación generado no siempre se ubica en la misma posición durante los eventos El Niño.

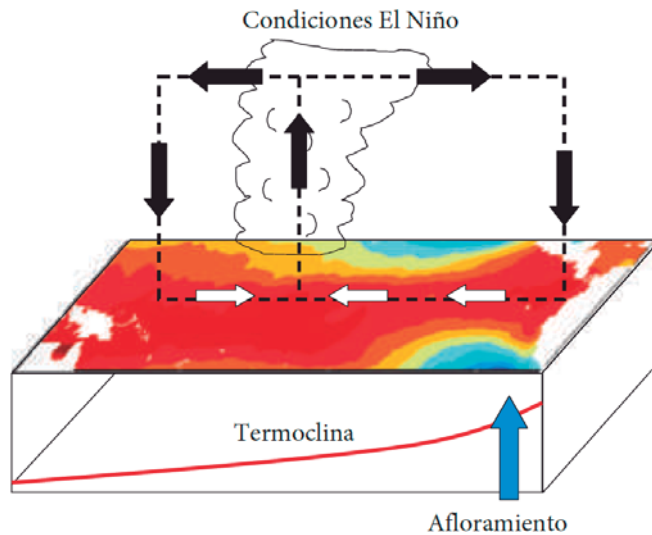


Figura 2. Condiciones El Niño en el Pacífico Tropical Ecuatorial (Adaptado de Collins et al. 2010)

2.1.3. ÍNDICES E Y C

Hay una gran diversidad de índices para el estudio de El Niño. El estudio de Takahashi y coautores (2011) muestra que con dos índices se puede describir la mayor parte de la variabilidad de temperatura superficial del mar interanual en el Pacífico ecuatorial. Ellos definen dos índices, E y C, que corresponden a anomalías en el Pacífico este (E) y centro (C), (Figura 3). La ventaja sobre otros índices convencionales (ejm. Niño 1+2 y 3.4) es que E y C no tienen correlación lineal entre sí (ya que se basan en “componentes principales”), lo cual les permite separar la variabilidad propia y exclusiva de las dos regiones.

En la Figura 3 se ilustra el patrón de anomalías de TSM asociada a cada índice además de la respuesta de la lluvia y los vientos a cada uno de estos índices, encontrando mayor lluvia y vientos del oeste en el flanco oeste de las anomalías positivas de TSM (cajas negras), zonas en las cuales se puede hacer un promedio espacial de esas variables para obtener un índice de la respuesta de la atmósfera al calentamiento del mar. A la respuesta de la lluvia y el esfuerzo de viento se les denominará pptE/pptC y tauxE/tauxC respectivamente, la letra mayúscula al final indica si se asocian al patrón de calentamiento en el Pacífico este (E) o Pacífico central (C) respectivamente.

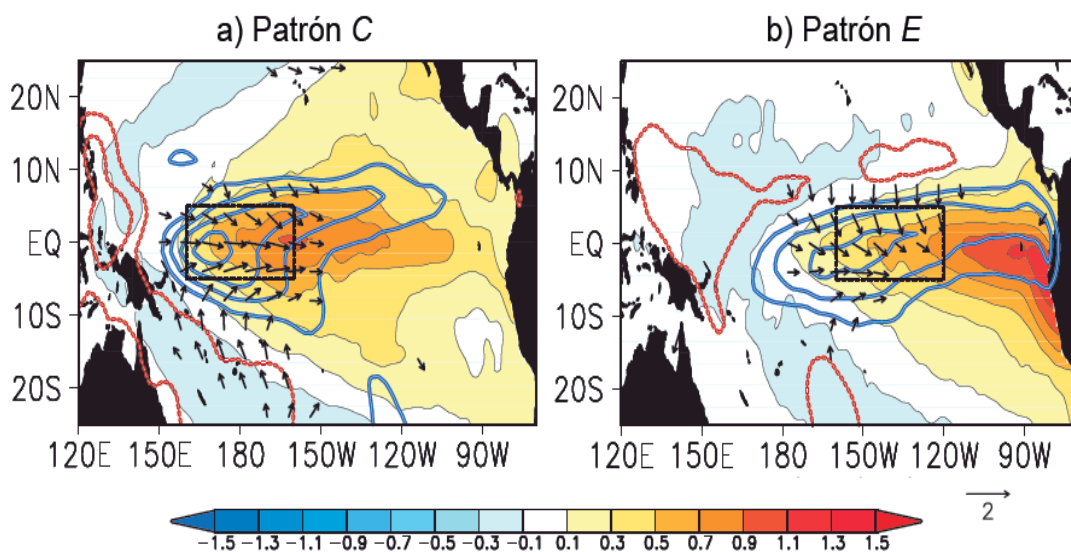


Figura 3. Coeficientes de regresión lineal entre las anomalías de temperatura superficial del mar ($^{\circ}\text{C}$; colores), esfuerzo de viento (vectores con magnitud mayor a $5 \times 10^{-2} \text{Nm}^{-2}$) y precipitación (contornos de 0.5, 1, 1.5, 2, y 3 mm/día, azul es positivo y rojo negativo) con los índices a) C y b) E. Las cajas negras representan las zonas ecuatoriales (5°S - 5°N) en donde se hizo el promedio espacial para los índices a) pptC y tauxC (160°E - 160°W) y b) pptE y tauxE (160°W - 120°W). (Takahashi y Dewitte, 2015).

2.1.4. EL NIÑO EXTRAORDINARIO

El análisis de Takahashi et al. (2011) mostró que la distinción entre los eventos El Niño del Pacífico Oriental y del Pacífico Central es generalmente débil y difusa, a excepción de los años 1982-83 y 1997-98, que fueron muy diferentes a todos los demás.

Esta diferencia se hace evidente en el calentamiento en el Pacífico Oriental, el cual se puede cuantificar mediante el índice E y que en estos eventos tuvo valores tan altos (Figura 4) que la

probabilidad de que dichos fenómenos hayan sido simplemente casos extremos de la “población” formada por los otros, se estima en prácticamente nula (Takahashi y Dewitte, 2015). Este estudio también analizó 1200 años de simulaciones con el modelo climático GFDL CM2.1, el cual simula bastante bien los eventos extraordinarios, aunque con mayor frecuencia que lo observado. Gracias a esta mayor muestra estadística, se pudo estimar la función de distribución de probabilidades para el modelo, que resultó ser bimodal (contornos en la Figura 4). En esta distribución se determinó que es un valor de $E=1.8$ (aproximadamente) el que marca la diferencia entre el régimen de EN extraordinario y los demás.

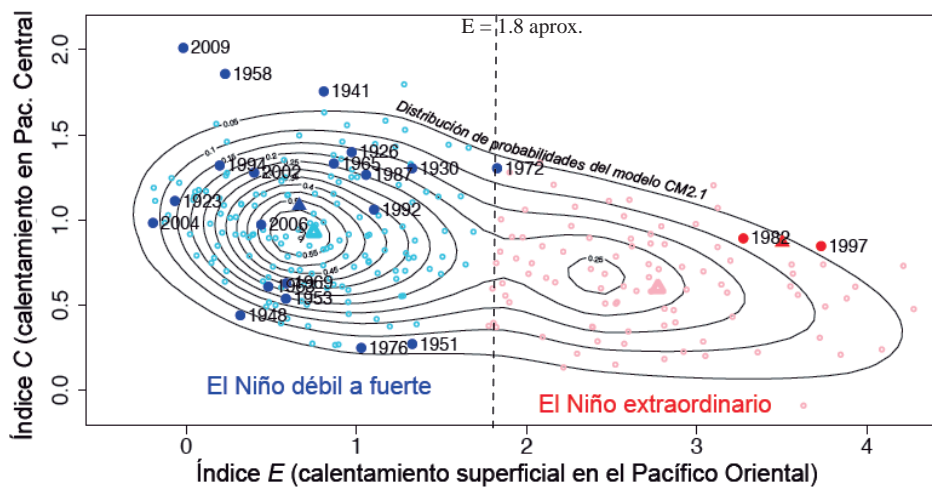


Figura 4. Índices E y C durante los picos de El Niño en observaciones (círculos cerrados de color intenso) y el modelo GFDL CM2.1 (círculos abiertos y de color suave). La función de distribución de probabilidades basada en el modelo CM2.1 se indica con contornos. (Adaptado de Takahashi y Dewitte, 2015)

2.1.5. RETROALIMENTACIÓN NO LINEAL

La respuesta de convección ecuatorial y viento del oeste al calentamiento de la superficie del mar es una componente principal del mecanismo de retroalimentación de Bjerknes explicado previamente el cual es crucial para el desarrollo de cualquier evento El Niño. Takahashi & Dewitte 2015, mostraron con observaciones y modelamiento, la existencia de un umbral en la anomalía de temperatura superficial del mar en el Pacífico oriental que, al ser sobrepasado, la respuesta del viento zonal y la convección es fuertemente amplificada (Figura 6). Esta no-linealidad en la retroalimentación de Bjerknes aumenta la tasa de crecimiento de eventos El Niño, haciendo que pase a ser un evento extraordinario, si se logra la suficiente amplitud.

Esto ocurre debido a un valor de TSM “crítico” que al ser sobrepasado genera inestabilidad en la atmósfera sobre el Pacífico tropical, permitiendo que el aire ascienda (Graham & Barnett, 1987; Zhang, 1993; Sud et al,1999) y así se genere la formación de nubes de gran desarrollo vertical que generan lluvias intensas. A su vez estas lluvias intensas generan vientos intensos en la superficie que refuerzan el calentamiento debido a que traen más agua cálida del pacífico oeste hacia la zona, generando una situación como la que se muestra en la **Figura 5**:

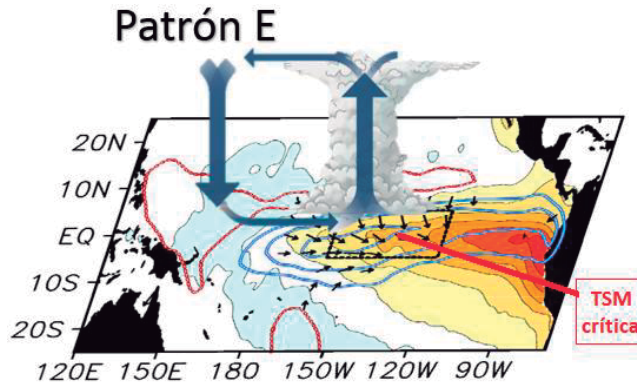


Figura 5. Esquema de retroalimentación no lineal entre el océano y la atmósfera sobre el patrón de anomalías de temperatura superficial del mar asociado al índice E de la Figura 3b.

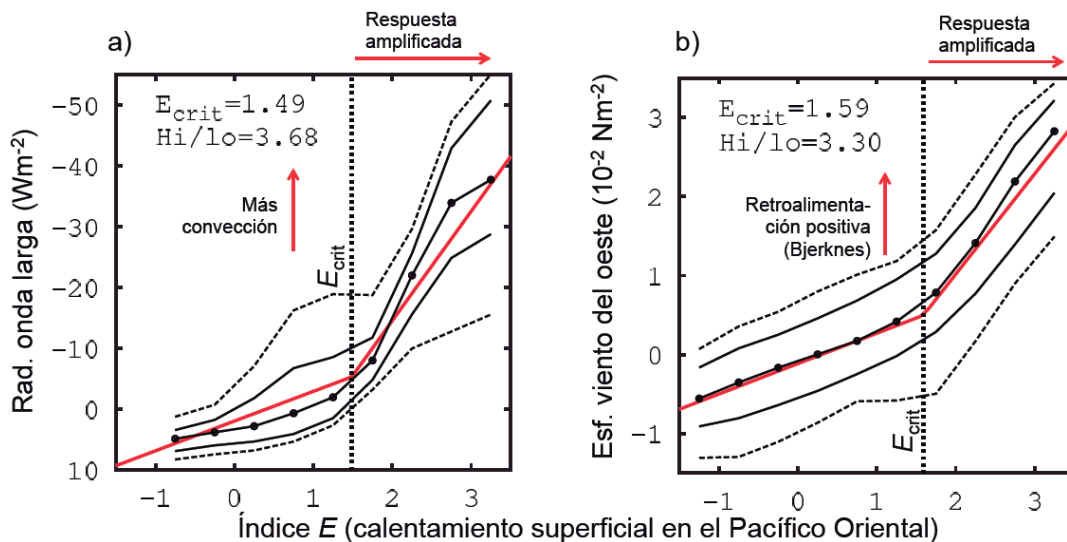


Figura 6. Relación entre el índice E y a) la radiación de onda larga y b) el esfuerzo de viento zonal mensual promediados sobre la región indicada en la Figura 3b (también en la **Figura 5**). Las líneas negras indican los percentiles de 10, 25, 50, 75, y 90% para diferentes valores de E, mientras que las líneas rojas indican el ajuste usando el método MARS. (Adaptado de Takahashi y Dewitte, 2015).

2.1.6. PRECURSORES DE EL NIÑO

La evolución cuasi cíclica de los eventos EN involucran cambios en el contenido de calor en un proceso conocido como carga y descarga (Jin, 1997) Es por ello que el contenido de calor en el océano es una de las variables dentro del Pacífico tropical que ha sido utilizada como precursora de eventos El Niño con algunos meses de anticipación (Meinen & McPhaden, 2000). Por otro lado, en el estudio de Takahashi & Dewitte (2015) se propuso que, dadas las condiciones de contenido de calor almacenado (anomalías de profundidad de la isoterma a lo largo del Pacífico ecuatorial cercanas o mayores a 0 m) en el océano desde el mes de abril (que duran hasta aproximadamente comienzos del verano), un fuerte pulso de viento en el Pacífico oeste (esfuerzo de viento en la caja negra de la **Figura 3a**) en agosto genera una alta probabilidad de desencadenar un Niño extraordinario en el verano (austral) del año siguiente; es decir, funciona como predictor. Tal como se observa en la Figura 7 donde tanto las simulaciones numéricas (puntos plomos) como las observaciones (puntos rojos) usadas en el mencionado trabajo, coinciden en que la mayoría de los casos de mayor calentamiento en verano (enero) se dan en presencia de contenido de calor almacenado en el océano (aprox. $ISO_{20} > -5$ m) como condición necesaria pero no suficiente (Figura 7a) además de un fuerte viento en el Pacífico oeste ($\tau_{axC} > 3.4 \cdot 10^{-2} \text{ Nm}^{-2}$) en agosto del año previo como gatillador (Figura 7b) del evento de Niño extraordinario ($E > 1.8$).

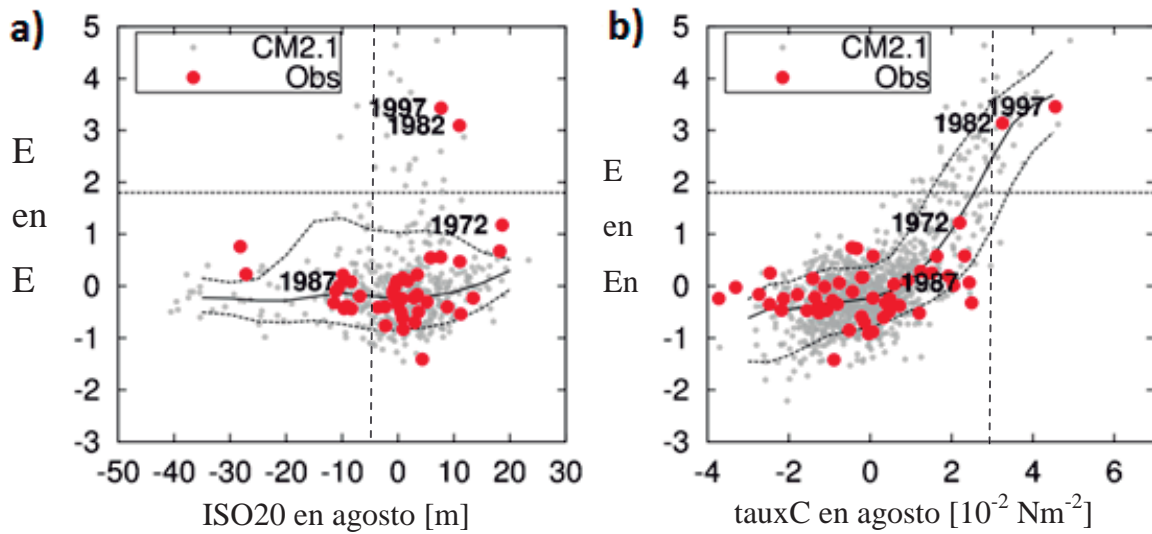


Figura 7. Anomalías de profundidad promedio de la termoclina a lo largo del Pacífico ecuatorial (a) y esfuerzo de viento en Pacífico oeste (b) en agosto vs índice E en enero del año siguiente. (Takahashi & Dewitte, 2015)

Este mecanismo se resume en la Figura 8. Este comienza con un viento fuerte en el Pacífico oeste-central (tauxC) bajo condiciones de contenido de calor almacenado en el océano el cual genera una onda Kelvin bastante fuerte que llega entre 2 a 3 meses después al Pacífico este, el arribo de esta onda Kelvin genera un gran calentamiento en la TSM del Pacífico este el cual gatilla convección profunda y genera una celda de circulación que genera más calentamiento aún (retroalimentación positiva esquematizada en la **Figura 5**) hasta que se llega a la fase pico del calentamiento en verano a partir del cual el contenido de calor disminuye drásticamente debido a que ya fue liberado en la fase de maduración.

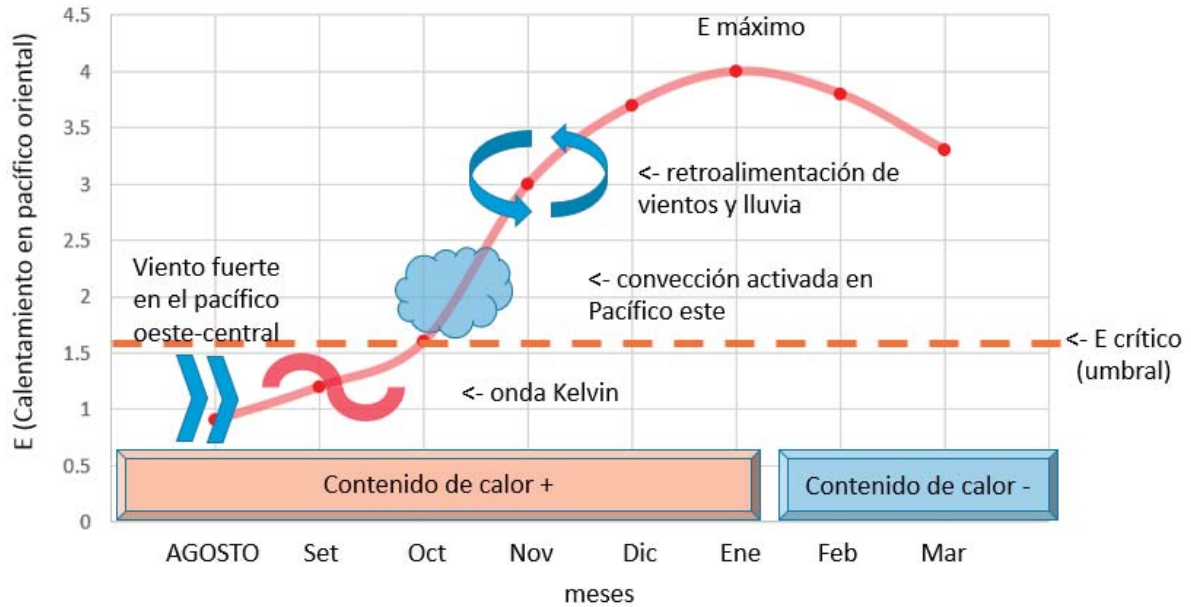


Figura 8. Esquema del mecanismo de desarrollo en un evento El Niño extraordinario propuesto por Takahashi & Dewitte 2015. Elaboración propia

2.2. MODELOS DE CIRCULACIÓN GENERAL (GCM).

Hay diversos métodos de predecir ENOS pero estas se pueden dividir en dos grandes grupos: métodos estadísticos y dinámicos. Los primeros se basan en relaciones determinadas empíricamente entre variables predictoras y predictantes en diferentes tiempos (el predictante está situado temporalmente después que el predictor) y el segundo grupo de métodos usa modelos numéricos que incorporan ecuaciones que describen las leyes físicas que gobiernan la atmósfera y océano. Los GCMs son partes de este segundo grupo.

Los pronósticos con GCMs son básicamente lo que matemáticamente se denomina un problema de valor inicial. El modelo se inicializa a partir de un estado inicial y es puesto en funcionamiento para que haga predicciones de estados futuros, simulando la evolución de la naturaleza. Si los errores del modelo no son muy grandes y el estado inicial es lo suficientemente fiel a la realidad, entonces la simulación debería ser lo suficientemente realística para dar una buena predicción del estado futuro que se desea prever. Lo cual en la práctica no es tan cierto, como se explicará en las siguientes secciones.

2.2.1. CONCEPTOS PREVIOS RELACIONADOS A GCMS

- a) Condiciones iniciales (IC).- Es el estado del sistema climático en un momento dado a partir del cual se hará la predicción. Se estima mediante la combinación de las observaciones disponibles de diversas variables del sistema climático de una forma en la que pueda ser utilizada por el modelo. En este estudio corresponderán a las condiciones de inicio de un mes en particular, por ejemplo, IC septiembre (ó 9) corresponde a las condiciones dadas a inicio del mes de septiembre.
- b) Inicialización del modelo.- Acción de ejecutar el GCM para que comience a hacer las proyecciones hacia el futuro a partir de las condiciones iniciales.
- c) Mes objetivo. - Mes para el cual se hará el pronóstico.
- d) Ensemble. - Grupo de simulaciones paralelas de los GCM's inicializadas con condiciones iniciales ligeramente diferentes pero que corresponden aproximadamente al tiempo en el que toman. La variación de los resultados obtenidos entre cada una de las simulaciones da un estimado del rango de escenarios posibles y por consiguiente de la incertidumbre.
- e) Member. - Cada una de las simulaciones que forman parte del 'ensemble'.
- f) Lead. - Tiempo de anticipación con el cual se realiza el pronóstico. En este estudio, el lead, expresado en meses, denota el número de meses de anticipación desde el mes que corresponde a la condición inicial. En este estudio, se usa la convención de que, para un pronóstico inicializado el 1ro de marzo, lead 0 se refiere al promedio del pronóstico del 1 al 31 de marzo y lead 1 corresponde al promedio del 1 al 30 de abril.

2.2.2. MODELOS ACOPLADOS DE CIRCULACIÓN GENERAL

Los modelos de predicción del tiempo deben simular las propiedades de la atmósfera en tres dimensiones, trabajando con los análisis de la temperatura superficial del mar y algunos procesos muy básicos de la superficie de la tierra. A estos modelos se les suele llamar modelos atmosféricos de circulación general. (o GCM's atmosféricos). En paralelo estudios del océano se pueden concentrar en las propiedades del océano en tres dimensiones en los llamados modelos oceánicos de circulación general (o GCM's oceánicos). Pero, cuando se trata de simular el comportamiento general del sistema climático a lo largo de períodos largos, es esencial usar modelos que representen y donde sea necesario conserven, las propiedades importantes tanto de la atmósfera, superficie de la tierra y los océanos en 3 dimensiones. En

las interfaces, la atmosfera esta acoplada al océano y a la tierra a través de intercambios de calor, humedad y momentum. Estos modelos del sistema climático son usualmente conocidos como modelos acoplados de circulación general (o GCM's acoplados), que son el tipo de modelos que se usará en este estudio.

Los GCM's que se usaron en el presente trabajo son del tipo operacional, lo que implica que se tienen pronósticos realizados mensualmente, usando como condiciones iniciales las condiciones del mes en que se realiza el pronóstico y para poder tener un ensemble de predicciones estas condiciones iniciales son ligeramente diferentes unas de otras y cada una de las simulaciones hechas corresponde a un member del modelo.

Cada una de las simulaciones se proyectan al menos 8 meses en el futuro; pero el lead más alto común es precisamente ese (8 meses). Por ejemplo, un pronóstico con condiciones iniciales de enero tiene hasta pronósticos de septiembre que vendría a ser un pronóstico con 8 meses de lead

2.2.3. ERRORES COMUNES DE GCMS

El error en el pronóstico final es la suma de 2 tipos de errores básicamente (Figura 9):

a) Errores del modelo

La representación de la realidad mediante las ecuaciones programadas en los modelos climáticos no es perfecta. Dentro de nuestra área de estudio (Pacífico tropical) los errores más comunes de los modelos son: temperaturas más altas de lo normal en el Pacífico este (cerca a las costas peruanas), generar una doble zona de convergencia intertropical (ZCIT) y temperaturas por debajo de lo normal en el Pacífico oeste-centro (o llamado error de lengua fría).

Las simulaciones realizadas operacionalmente para el pronóstico (a diferencia de las simulaciones con GCMs largas) parten de condiciones iniciales que representan estados océano-atmósfera observados y se extienden por varios meses. Debido a que, la deriva hacia la climatología propia (diferente a la de la realidad) de cada modelo toma más tiempo que tan

solo unos meses, el clima promedio del modelo correspondiente a cada tiempo de anticipación o “lead” es algo intermedio entre lo observado y el clima propio del modelo. El error producido debido a este proceso de deriva es denominado como error sistemático del modelo, el cual puede afectar los procesos físicos dentro de la realidad modelada, por ejemplo los responsables del crecimiento de eventos El Niño.

b) El error debido a las condiciones iniciales

Debido a que el sistema climático es caótico, su evolución es muy sensible a las condiciones iniciales y al no poder conocer perfectamente todas las variables que definen al estado inicial, se genera incertidumbre en los pronósticos debido a ello. Para tratar de solucionar este problema se usa un ‘ensemble’ de varios pronósticos con condiciones iniciales ligeramente distintas, pero aun así muchas veces no se llega a tener una predicción adecuada de los posibles escenarios.

Por otro lado, los errores del modelo pueden ser también dependientes del ciclo estacional. Tal como fue mostrado por Xue et. al (2013) al analizar los pronósticos retrospectivos del modelo CFSv2.

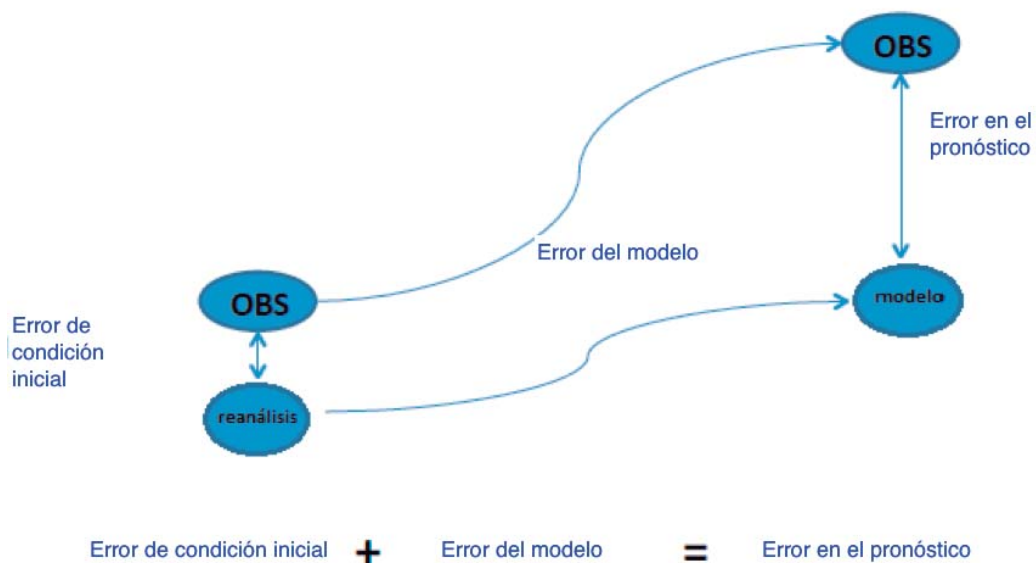


Figura 9. Esquema de los tipos de errores dentro de una simulación numérica de un GCM.

Lamentablemente, dentro de los pronósticos de variables físicas en el Pacífico tropical (zona de interés para el desarrollo de ENOS), los errores son más pronunciados en la zona del Pacífico tropical este (Figura 10) lo cual es crítico ya que es la zona de gran importancia para el Perú debido a su cercanía a nuestras costas (y por ende nos influencia directamente) y los procesos físicos que ahí tienen lugar que son de gran importancia para el desarrollo de El Niño, tal como la retroalimentación no lineal explicada previamente.

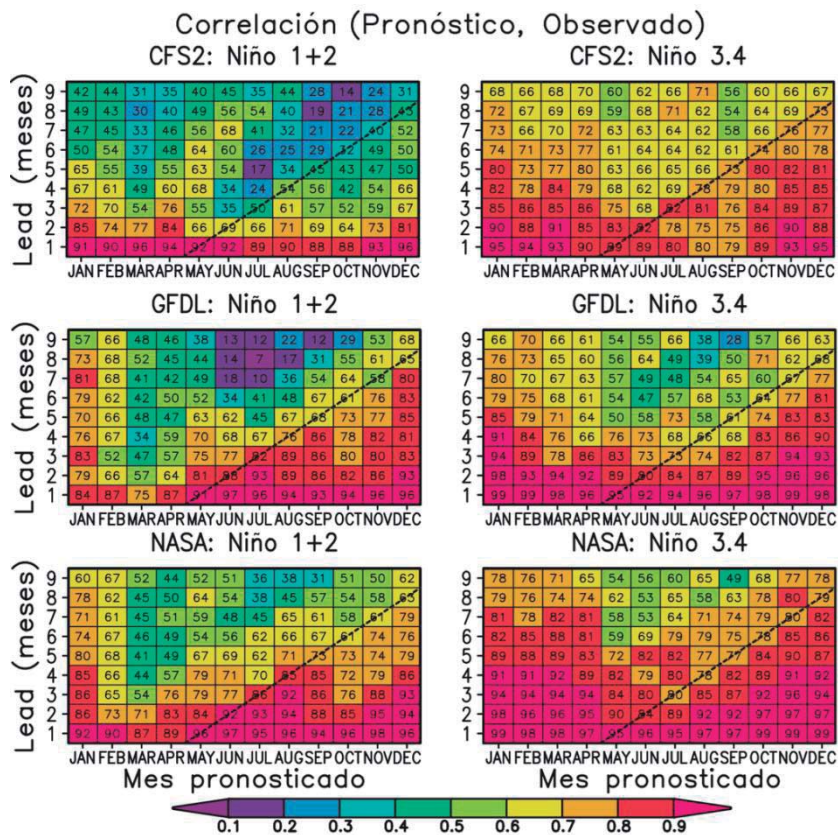


Figura 10. Coeficientes de correlación lineal entre los pronósticos (multiplicados por 100) de TSM para diferentes modelos acoplados y las observaciones para las regiones Niño 1+2 y Niño 3.4 como función del mes para el cual se hace el pronóstico (eje horizontal) y con cuántos meses de anticipación se realiza (eje vertical). (Reupo y Takahashi, 2014).

III. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. DATOS

3.1.1. DATOS OBSERVADOS

Se utilizaron datos mensuales para el período de 1982-2015 de las siguientes variables:

Tabla 1. Resumen de datos observacionales y fuente

Variable	Fuente
Temperatura superficial del mar (TSM)	Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST) v3b (Smith et al. 2008)
Precipitación (PPT)	Climate Prediction Center Merged Analysis of precipitation (CMAP) (Xie & Arkin, 1997)
Esfuerzo de viento zonal (TAUX)	ERA INTERIM reanálisis.
Profundidad de la isoterma de 20°C (ISO20)	Global Ocean Data Assimilation system (GODAS) (Behringer & Xue, 2004)

3.1.2. DATOS DE GCM'S

Se utilizaron los siguientes GCM's:

Tabla 2. GCM's utilizados y especificaciones

Modelo(s)	Agencia desarrolladora	Número de members
Climate Forecast System (CFS) v2 (Saha et. al 2014)	National Center for Environmental Prediction - National Oceanic and Atmospheric Administration (NCEP-NOAA)	24

Tabla 2. Continuación

Goddard Earth Observing System Model (GEOS) 5	Global Model and Assimilation Office (GMAO) de la National Aeronautics and Space Administration (NASA)	7 (1982-1992) y 10 (1992-2015)
Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Climate Model (CM) <ul style="list-style-type: none"> • v2.1 aer04 (Delworth et. al 2006) • v2.5-FLOR-A06 (Vecchi et. al 2014). • v2.5-FLOR-B01 (Vecchi et. al 2014). 	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) que forma parte de National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)	10 – 12 - 12 respectivamente
Community Climate System Model (CCSM) <ul style="list-style-type: none"> • v3.0 (Collins et. al 2006) • v4.0 (Gent et. al 2011) 	University Corporation for Atmospheric Research (UCAR)	6 – 10 respectivamente

Todos los modelos mencionados pertenecen al North American Multimodel Ensemble (NMME) (Kirtman et al 2014) que es un sistema de predicción estacional experimental multimodelo que consta de modelos acoplados de diversos centros de modelado de Estados Unidos.

Las variables usadas por cada modelo (debido a su disponibilidad) se detallan a continuación:

Tabla 3. Disponibilidad de variables en los GCM's

Variable	CFS v2	GEOS 5	CM2.1-aer04, CM2.5-FLOR-A06, CM2.5-FLOR-B01	CCSM 3.0, CCSM 4.0
Temperatura superficial del mar (TSM)	Sí	Sí	Sí	Sí
precipitación (PPT)	Sí	Sí	Sí	Sí
Esfuerzo de viento zonal (TAUX)	Sí	Sí	No	No
Profundidad de la isoterma de 20°C (ISO20)	Sí	Sí	No	No

3.2. METODOLOGÍA

3.2.1. DETERMINACIÓN Y CORRECCIÓN DE ERRORES SISTEMÁTICOS

a) Determinación de errores sistemáticos en los modelos

Se calcularon las condiciones medias en el Pacífico tropical ecuatorial de las variables TSM, PPT, TAUX e ISO20, haciendo un promedio mensual para cada mes del año y latitudinal (5°S-5°N) para los datos observados y para los pronósticos de los modelos (de acuerdo a la disponibilidad de variables). Es decir, para cada mes se tiene una condición media por cada lead, por ejemplo, para el mes de enero se tendrá una condición media diferente dependiendo si el pronóstico para ese mes se hizo con 1, 2, 3,... u 8 meses de anticipación (estas condiciones medias serán calculadas a partir de los pronósticos retrospectivos con los que se cuenta: desde 1983 al 2010). En el caso de los modelos se usó el promedio del ensemble (promedio de todos los members) y además se calcularon las condiciones promedio dependiendo del lead y mes de condición inicial. Como resultado, tendremos un promedio mensual para cada lead, es decir 12 meses x 9 leads = 78 promedios

El error sistemático se determina restando los valores promedio calculados de los modelos (según lo indicado arriba) de los promedios de las condiciones observadas.

b) Corrección de errores sistemáticos

En la predicción mensual y estacional de GCM's la forma más simple y común de lidiar con los errores sistemáticos es hacer una corrección a-posteriori que consiste en una corrección dependiente del lead (Magnusson et al. 2012) y para ello se requiere contar con pronósticos retrospectivos. Así, la corrección de los errores sistemáticos se hizo a través del cálculo de anomalías corregidas usando la climatología del modelo (pronósticos retrospectivos desde 1983 hasta 2010) que depende del lead y del mes de condición inicial (ya que los errores de los modelos dependen de ambos factores). De este modo, las anomalías ya no tienen el sesgo promedio que el modelo posee al alejarse de las condiciones iniciales observadas. Lo anterior es equivalente a restar a los pronósticos individuales de los modelos, el error sistemático calculado en a) del mes correspondiente. En toda la tesis, cuando se haga referencia a

anomalías, en el caso de los modelos estas serán corregidas por el error sistemático como se indica aquí.

3.2.2. CÁLCULO DE ÍNDICES E Y C.

Para el cálculo de los índices E y C se usó el método de componentes principales siguiendo la misma metodología que Takahashi et.al (2011).

- Para el calcular de los índices E y C observados:

Se usaron los datos de anomalías (climatología desde 1979-2010) de TSM del ERSSTv3b en el dominio del Pacífico Tropical (110°E – 70°W; 10°S – 10°N) para construir una matriz X (de dimensiones $N \times M$) donde N es el número de filas (tiempo) y M es el número de columnas (en nuestro caso vendrá a ser cada punto de grilla).

Usando la matriz X , se calcula su matriz de covarianza C :

$$C = \frac{1}{N-1} (X^T X) \quad (1)$$

Donde:

- C = Matriz de covarianza
- N = Número de meses analizados
- X = Matriz de datos de la TSM de dimensiones $N \times M$
- X^T = Matriz transpuesta de X

Luego se realizó la descomposición en valores propios, representada por las siguientes ecuaciones:

$$C = E \Lambda E^T \quad (2)$$

$$\Lambda = \begin{bmatrix} \lambda_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \lambda_2 & \dots & 0 \\ 0 & 0 & \lambda_k & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & \dots & \lambda_M \end{bmatrix} \quad (3)$$

Donde:

- C = Matriz de covarianza
- E = Matriz de las Funciones Ortogonales Empíricas (EOF's, por sus siglas en inglés) o también conocida como vectores propios
- E^T = Matriz transpuesta de los EOFs
- Λ = Matriz de los valores propios
- λ_k = Valor propio para el componente principal k

Las series reducidas a nivel temporal o también llamadas Componentes Principales (CPs), se obtuvieron mediante la siguiente ecuación:

$$Z = XE \quad (4)$$

Donde

Z= Matriz de dimensiones NxM que contiene en cada columna una serie reducida a nivel temporal o Componente Principal

X= Matriz de datos de la TSM de dimensiones NxM:

E= Matriz de los EOFs de dimensiones MxM.

Posteriormente las componentes principales (cada columna de Z) son normalizadas con la desviación estándar del período base:

$$CP\#_n = \frac{CP\#}{std(CP\#)} \quad (5)$$

Donde:

CP# = Componente principal número #, extraído de la matriz Z

$CP\#_n$ = Componente principal número # normalizado.

$std(CP\#)$ = Desviación estándar de la componente principal número # en el mismo período base que la climatología.

Finalmente se procede al cálculo de E y C utilizando las 2 primeras componentes principales ($CP1_n$ y $CP2_n$) de Z que son las que explican el 68% y 14% de la varianza de X respectivamente. Esto se hace del siguiente modo:

$$E = \frac{CP1_n - CP2_n}{\sqrt{2}} \quad (6)$$

$$C = \frac{CP1_n + CP2_n}{\sqrt{2}} \quad (7)$$

- Para el cálculo de los índices E y C pronosticados,

Lo que se hizo fue proyectar las anomalías corregidas de TSM del modelo sobre los EOF's observados, calculados previamente. Esto se hace, partiendo con algunos cambios desde la ecuación (4) de los pasos explicados previamente, como se muestra a continuación:

$$Z_{modelo} = X_{modelo}E \quad (8)$$

Donde:

Z_{modelo} = Matriz que contiene en cada columna una serie reducida a nivel temporal o Componente Principal del modelo

X_{modelo} = Matriz de datos de las anomalías corregidas de TSM del modelo.

E = Matriz de los EOFs calculada a partir de los datos observados.

Luego se estandarizó cada Componente principal usando la misma desviación estándar usada para las observaciones.

$$CP_modelo\#_n = \frac{CP_modelo\#}{std(CP\#)} \quad (9)$$

Donde

$CP_modelo\#$ = Componente principal número # del modelo, extraído de la matriz Z_{modelo}

$CP_modelo\#_n$ = Componente principal número # normalizado del modelo.

$std(CP\#)$ = Desviación estándar de la componente principal número # (observado) , en el mismo período base que la climatología.

Finalmente, se calcularon los índices E y C pronosticados por el modelo:

$$E_{modelo} = \frac{CP_modelo1_n - CP_modelo2_n}{\sqrt{2}} \quad (10)$$

$$C_{modelo} = \frac{CP_modelo1_n + CP_modelo2_n}{\sqrt{2}} \quad (11)$$

Adicionalmente a estos dos índices (E y C) , se calcularon otros índices representativos de la interacción océano atmósfera asociados a los índices E y C, que son necesarios para los análisis posteriores en el presente estudio. Estos índices son pptE, pptC, tauxE y tauxC, que son la respuesta de la precipitación (PPT) y esfuerzo de viento (TAUX) a los índices E y C respectivamente. Para las observaciones, tanto los índices de precipitación como de esfuerzo de viento se calculan haciendo un promedio espacial en los rectángulos de color negro en la Figura 3, la cual es la zona que de mayor respuesta de estas variables a los índices E y C y para el caso de los modelos, se extendieron esas cajas 10° hacia el oeste, conforme a lo que se hizo en Takahashi & Dewitte (2015) en el modelo utilizado, debido a que la respuesta en los modelos a la lluvia y vientos es cualitativamente similar pero un poco desplazada hacia el oeste porque típicamente la lengua fría ecuatorial en los modelos se extiende exageradamente al oeste.

3.2.3. CUANTIFICACIÓN DE PROCESOS DE RETROALIMENTACIÓN

ATMOSFÉRICOS ASOCIADOS AL ÍNDICE E

Para cuantificar la retroalimentación entre océano y atmósfera que juega el rol principal en el desarrollo de los eventos El Niño extraordinario, se analizó la respuesta de la atmósfera al calentamiento en el Pacífico Este usando el índice E y sus índices de lluvia y vientos (pptE y tauxE respectivamente) asociados. Este índice es usado debido a que el Pacífico Ecuatorial

oriental es la zona del Pacífico este en donde se da la retroalimentación no lineal importante para el desarrollo de eventos El Niño de tipo extraordinario (Takahashi & Dewitte, 2015).

Debido a que esta investigación intenta evaluar el rol de estos procesos en los pronósticos operativos de El Niño, se decidió calcular la retroalimentación en los meses de maduración de El Niño que (setiembre a enero) para diferentes condiciones iniciales que cuentan con esta secuencia de meses completa (condiciones iniciales de mayo, junio, julio, agosto y setiembre). Esto difiere de lo hecho por Takahashi & Dewitte (2015), quienes usaron datos de todos los meses del año (Figura 6). Por lo tanto, este proceso se hizo también con los datos observados para luego poder hacer la comparación con los pronósticos del modelo.

El análisis del proceso de retroalimentación se hizo de 2 formas:

1. Cuantitativamente

Siguiendo el método usado en Takahashi & Dewitte (2015), se hizo una regresión lineal por tramos de E vs $pptE$ (y $tauxE$ cuando la variable esté disponible) Esta regresión consiste en hacer dos regresiones lineales separadas por un punto de quiebre que es el valor de E crítico o “ E_{crit} ” a partir del cual la lluvia y vientos incrementan a una velocidad mayor. Es a partir de este punto de quiebre que se puede pasar de un Niño fuerte a uno extraordinario. El otro cuantificador es la tasa de crecimiento de la lluvia o el viento con el aumento de E por encima del punto de quiebre, a la que se denominó “ aHI ” que está determinada por la pendiente de la segunda regresión lineal al pasar el valor de E crítico. Ambos índices (E_{crit} y aHI) se esquematizan en la **Figura 11**. Se hallaron también intervalos de confianza usando el método de “bootstrap” para encontrar el rango en el que fluctúan los valores de cada uno de estos índices (E_{crit} y aHI). El método de regresión lineal por tramos y bootstrap se explicarán a continuación.

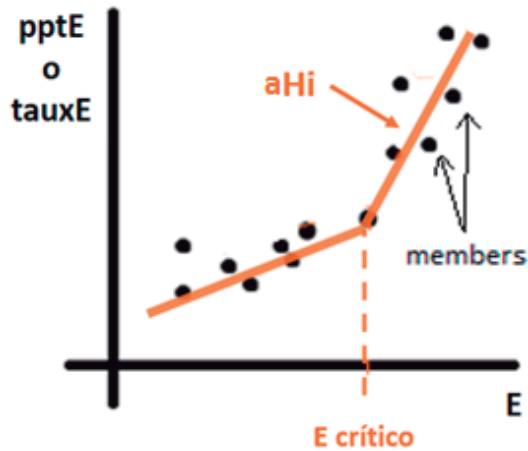


Figura 11. Esquema de la regresión lineal por tramos e índices hallados

a. Regresión lineal por tramos

Se hizo utilizando el algoritmo “Multivariate Adaptive Regression Splines” o MARS (Friedman, 1991) tal como fue implementado por Jekabsons (2013; AresLab) que detecta puntos de quiebre y las pendientes, manteniendo la continuidad en la función ajustada.

b. Método de “bootstrap”

Este es un método de re-muestreo no paramétrico cuya utilización se hace recomendable cuando no se puede asumir que los datos se ajusten a una distribución conocida y ese es precisamente nuestro caso. El método en sí, consiste en extraer “n” sub muestras aleatorias con reemplazamiento (Wilks, 2006) de nuestro total de datos que será tratada como si fuera toda la población. En este estudio cada sub-muestra fue el 70% del total de los datos en cada uno de los casos analizados. Luego se repite el mismo cálculo de la regresión por tramos con cada una de las “n” sub-muestras que en nuestro caso fueron 10 000. Así se tendrá una distribución empírica de los datos. Finalmente, para hallar los intervalos de confianza se tomó como límite inferior el percentil 5 y como superior el percentil 95, así podemos hallar entre que valores debería estar el verdadero valor del parámetro en análisis con una confianza de 90%.

2. Cualitativamente

Se hizo un análisis temporal de la evolución de las corridas desde setiembre hasta enero, el cual es útil para ilustrar el acoplamiento entre el océano (índice E) y la atmósfera (tauxE y

pptE), el cual es el mecanismo base para el desarrollo de los eventos EN. Así, la evolución de cada modelo se comparará con la evolución observada para determinar similitudes y diferencias, lo que sería equivalente a la correcta o incorrecta representación del acoplamiento respectivamente.

3.2.4. DETERMINACIÓN DE LA MEDIDA EN QUE LA INTERACCIÓN OCÉNO- ATMÓSFERA AFECTA EL PRONÓSTICO DEL ÍNDICE E

Primero, se determinó un cuantificador de la bondad del pronóstico en el verano (específicamente en enero, mes en el que, en promedio, se da pico de los eventos El Niño). Debido a que los modelos tienden a subestimar la magnitud del calentamiento en el Pacífico oriental durante El Niño, particularmente durante El Niño extraordinario (Barnston et al., 1999; Landsea and Knaff, 2000; Takahashi et al. 2014), se decidió usar una medida de la magnitud del pronóstico con respecto a lo observado. Este cuantificador al que se llamó “reg_Jan”, es la pendiente de una regresión lineal entre el índice E pronosticado y el índice E observado, ambos para el mes objetivo de enero. Como se puede ver en la ecuación siguiente:

$$E \text{ pronosticado (enero)} = \text{reg_Jan} * E \text{ observado (enero)} + b \quad (12)$$

de donde se deduce que un valor de reg_Jan = 1 y b = 0 sería un pronóstico perfecto. Aunque se asume que en los cálculos realizados b es muy cercano a cero tras la corrección de los errores sistemáticos.

Este cuantificador de la bondad del pronóstico fue comparado con los valores de los posibles factores que influyen en él mediante diagramas de dispersión para cada modelo y para las diferentes condiciones iniciales (mayo, junio, julio, agosto y setiembre), que corresponden a los pronósticos que abarcan la etapa de maduración de los eventos EN (de setiembre a enero). El propósito es determinar si los errores en representación de algún mecanismo (cuantificado con algún índice) están relacionados con la bondad del pronóstico.

Así, para determinar la influencia de la retroalimentación modelada, se usaron los índices Ecrit y aHI calculados en el objetivo previo con la precipitación o pptE (debido a que es una

variable común en todos los modelos). Además, para determinar la influencia de la posición zonal de la piscina cálida del Pacífico ecuatorial, se usó como índice, la longitud en la que se encuentra la isoterma de 28°C de TSM en el Pacífico ecuatorial (Picaut et al 1996).

La lógica detrás de este análisis es que si es que hay alguna relación entre los pronósticos de TSM (representados con reg_Jan) y la representación de otros mecanismos (cada uno con su índice), cuanto más cercanos a los observados sean estos índices de los mecanismos, más cercano a 1 debería ser reg_Jan .

Para interpretar los diagramas de dispersión en los que el propósito es establecer posibles relaciones entre errores del parámetro de interés (por ej., $Ecrit$) y la bondad del pronóstico (reg_Jan), hay que tener en cuenta que no todos los modelos tienen los mismos errores y aun así compartan los mismos errores, no necesariamente tienen las mismas causas y estas pueden ser múltiples. Sin embargo, los diagramas de dispersión nos permiten establecer la posible relación con tan solo una variable es por eso que se graficó una línea de tendencia (regresión lineal) para los valores de las variables en las diferentes condiciones iniciales en cada modelo. La cual nos da información acerca del grado de influencia de esa variable específica en la bondad del pronóstico de cada modelo en particular.

La pendiente de cada una de estas regresiones sería un indicador de cuanto influye el parámetro de interés en los pronósticos de cada modelo. Por ejemplo, una pendiente de 0 indica que puede haber variaciones en el parámetro pero que estas no tienen ningún efecto en la bondad del pronóstico, en cambio una pendiente con más inclinación dirigida hacia el punto donde se encuentra valor del parámetro observado y $reg_Jan=1$ es un indicio una relación entre el parámetro en evaluación y la bondad del pronóstico. Además, el valor del coeficiente de determinación (R^2) de cada una de estas regresiones es una medida de la robustez de esta relación. Sin embargo, los parámetros estadísticos no significan nada si no tienen un sustento físico de por medio.

A continuación, se explican las hipótesis detrás de los índices analizados:

a. Índices $Ecrit$ y aHI .

La hipótesis de este análisis está basada en cómo funciona el mecanismo de crecimiento de los eventos EN a través de la retroalimentación de Bjerknes, en el que un calentamiento lo suficientemente fuerte ($E > E_{crit}$) causaría un aumento en la tasa de crecimiento de la lluvia y vientos (aHI) que reforzarían a su vez el calentamiento. A partir de ello, se esperaría que, si subestima el valor de E_{crit} , aumentaría la amplitud y frecuencia de eventos EN debido a que sería más fácil superar ese umbral, lo mismo sucedería si la pendiente aHI fuera sobreestimada porque la tasa de crecimiento sería también mayor,

b. Posición longitudinal promedio de la piscina cálida.

La advección zonal de temperaturas es un factor muy importante en los eventos EN (An & Jin, 2001) y para que ocurra este proceso debe haber contraste de temperaturas, lo cual en el Pacífico ecuatorial ocurre principalmente en el borde oeste de la piscina cálida del Pacífico ecuatorial, el cual es el límite entre las aguas muy cálidas del Pacífico oeste sobre las que normalmente existe precipitación intensa de las aguas más frías hacia el este y cuyos movimientos zonales (tanto de la misma piscina cálida como de su precipitación asociada) son características esenciales en episodios EN (Fu et. al. 1986; Picaut et. al. 1996). En particular, en este estudio, nos interesa su posición en los meses de maduración de El Niño (septiembre a enero) la cual se ilustra en la Figura 12a través de la posición longitudinal de la isoterma de 28°C (Picaut et. al. 1996).

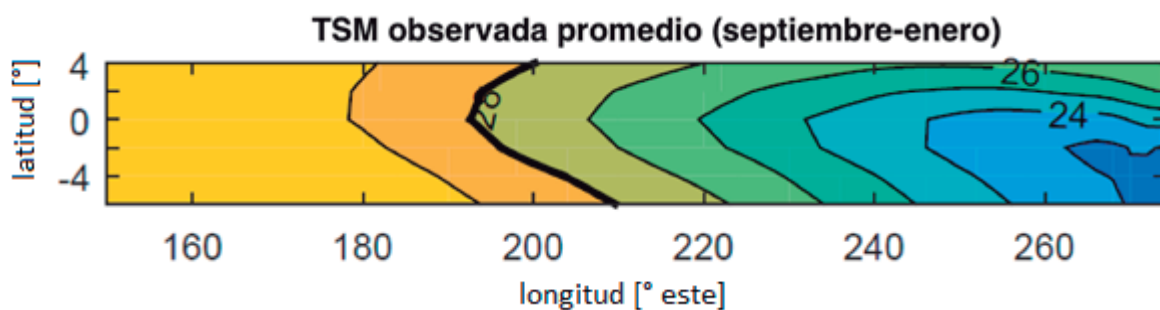


Figura 12. Distribución espacial de TSM con datos observados para los meses de septiembre a enero

La hipótesis de este análisis se basa en que, si, en los modelos, la piscina cálida se encuentra más al oeste de lo observado, la zona de máxima gradiente zonal de temperaturas, también se encontraría desplazada en la misma dirección y por lo tanto la advección de temperatura zonal

desde el oeste en los eventos EN, se queda confinada solo hasta el Pacífico central. Así cuanto más al oeste esté la piscina cálida, los pronósticos de E serán más subestimados.

3.2.5. VERIFICACIÓN DEL ROL DE PREDICTORES EN LOS MODELOS

Se verificó dentro de los pronósticos de los modelos CFS 2 y GEOS 5 (que son los únicos que cuentan con todas las variables necesarias) el rol del viento en el Pacífico central-oeste (τ_{auxC}) en agosto (un valor aproximado de $3.4 \times 10^{-2} \text{ N m}^{-2}$) como predictor de un evento EN extraordinario en el verano siguiente, además de la condición de tener contenido de calor almacenado en el océano, cuantificado con la profundidad promedio de la isoterma de 20°C en el Pacífico ecuatorial, tal como fue propuesto por Takahashi & Dewitte (2015) y se esquematiza en la Figura 8

Para hacer esto se hicieron diagramas de dispersión en donde se graficó el valor del predictor en el mes de agosto para cada member del modelo versus el valor del índice E en enero donde, si se reproduce correctamente este mecanismo, se debería observar una distribución como la que se observa en la Figura 7.

La cuantificación se hizo de manera probabilística contabilizando la cantidad de members que al pasar cierto límite del valor del predictor, generan un calentamiento en el Pacífico Este atribuible al de un evento EN extraordinario, representado con el índice $E > 1.8$ (Figura 4).

IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. ERRORES SISTEMÁTICOS DE LOS MODELOS

A continuación, se presentan los errores sistemáticos de cada modelo en el Pacífico Tropical Ecuatorial ($150^{\circ}\text{E} - 85^{\circ}\text{W}$ y $5^{\circ}\text{S} - 5^{\circ}\text{N}$) de dos maneras, la primera será por cada mes del año pronosticado u objetivo (*target*), sin distinguir entre leads o condiciones iniciales y la segunda será por cada lead, combinando todos los meses objetivos. Para la explicación y discusión se dividió la zona de estudio en tres: Pacífico oeste (WP) entre $150^{\circ}\text{E} - 160^{\circ}\text{W}$, Pacífico central (CP) entre $160^{\circ}\text{W} - 100^{\circ}\text{W}$ y Pacífico este (EP) entre $100^{\circ}\text{W} - 85^{\circ}\text{W}$. Cabe resaltar que debido a la disponibilidad de datos (Tabla 3), la evaluación de errores será para las variables temperatura superficial del mar (TSM) y precipitación (PPT) para todos los modelos y solo en el CFS v2 y GEOS 5 se discutirá también sobre esfuerzo de viento zonal (TAUX) y profundidad de la isoterma de 20°C o termoclina (ISO20).

4.1.1. ANÁLISIS POR MES OBJETIVO

a. CFS v2

Para el modelo CFS v2, los resultados se muestran en la Figura 13, en la cual es notorio que los errores de este modelo es que dependen mucho del ciclo estacional ya que, para una misma zona, se pueden encontrar errores opuestos; es decir, sobreestimaciones y subestimaciones, a medida que cambia el mes objetivo.

Se observan subestimaciones de TSM (Figura 13a) en el CP y parte del WP entre los meses de agosto a noviembre, lo cual es consistente con los hallado por Xue et. al (2013), con un núcleo de -1°C , la cual está asociada a menor lluvia que la observada (Figura 13b) y a vientos del este excesivos (Figura 13c) en el WP que comienzan desde julio y se extienden hasta octubre. Estos vientos del este excesivos, podrían ser la causa de los errores negativos en la

TSM ya que podrían estar generando ondas Kelvin de afloramiento entre julio y agosto que vuelven la termoclina más superficial a lo largo del Pacífico tropical y por lo tanto permitiendo el afloramiento de aguas más frías de lo normal, esto se sugiere por la señal negativa de la profundidad de la termoclina que viaja (desde julio hasta octubre) desde el Pacífico oeste hacia el este (Figura 13d).

En la zona más pegada a las costas de Sudamérica del EP, por el contrario, la TSM se simula en promedio por encima de lo observado, aunque de enero y febrero la sobreestimación es muy baja. Los meses con mayores sobreestimaciones son abril y agosto con $+1^{\circ}\text{C}$ en promedio lo cual es consistente con la precipitación por encima de lo normal en esos mismos meses y zona.

Por otro lado, en la PPT (Figura 13b) pronosticada para el WP, se tienen errores positivos con máximos de entre 2 y 3 mm/día en promedio en los meses de junio-julio y diciembre-enero-febrero lo que coincide con las estaciones de invierno y verano austral respectivamente.

Con respecto a TAUX (Figura 13c); se tienen en promedio errores positivos (vientos del oeste) en el WP con la excepción del caso mencionado previamente (de julio a octubre), lo cual es consistente con los errores de la termoclina, que también a excepción del caso mencionado previamente (donde se hace menos profunda), es siempre más profunda con respecto a la realidad en el lado este del Pacífico Ecuatorial. La profundización es mayor entre los meses de enero y febrero, coincidiendo con el máximo de vientos del oeste en el WP. Esta consistencia se basa en la relación directa entre los vientos alisios y la inclinación de la termoclina: vientos del oeste profundizan la termoclina en el EP y la vuelven más superficial en el WP, mientras que los vientos del este causan el efecto contrario.

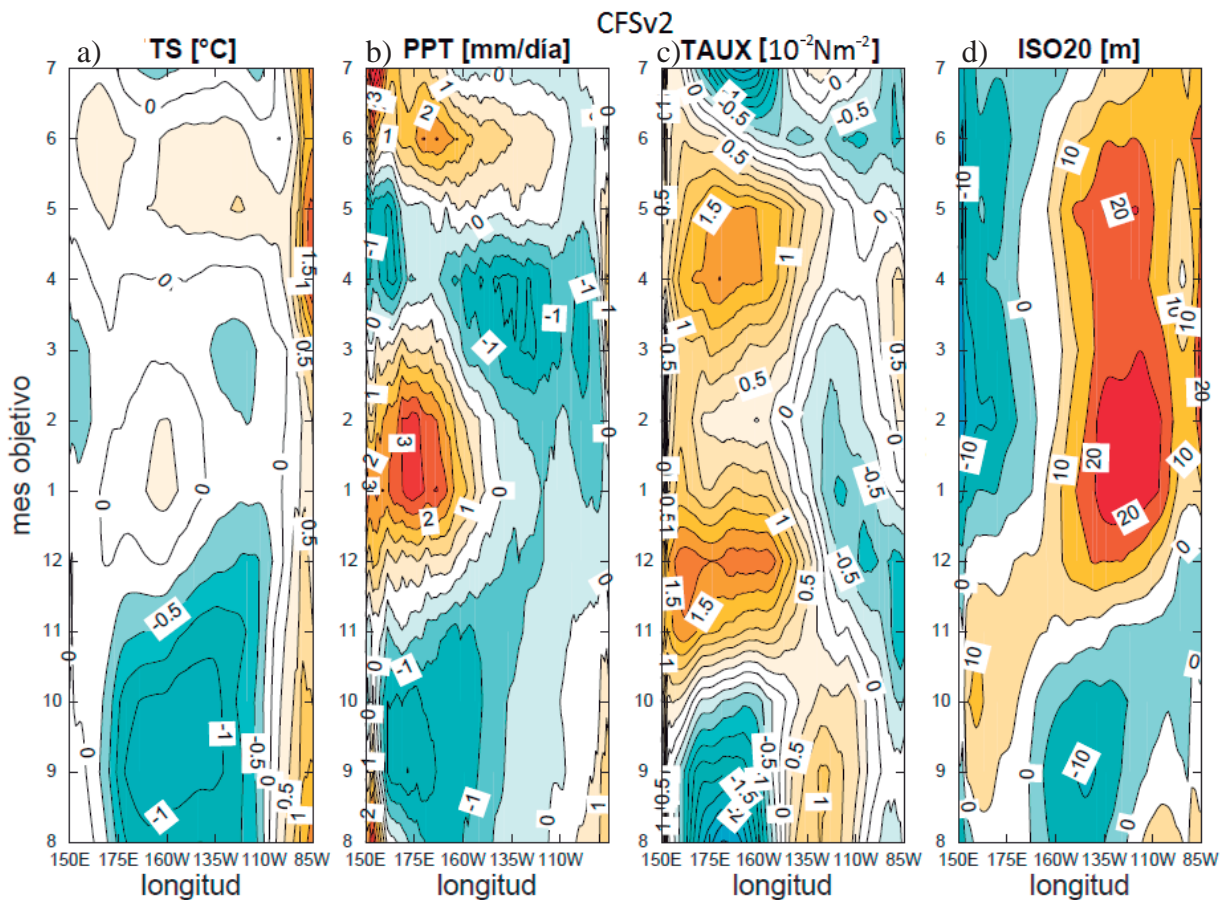


Figura 13. Variación longitudinal de errores promedio del modelo CFSv2 en el Pacífico Ecuatorial Tropical por cada mes objetivo de (a) TSM, (b) PPT, (c) TAUX y (d) ISO20

b. GEOS 5

Para el modelo GEOS 5, la TSM (Figura 14a) en el WP y CP es en promedio más fría que las observaciones (la intensidad es menor en el oeste) con máximos de hasta -1.25°C , sin embargo, en los meses de mayo a julio el error se reduce a un máximo de -0.5°C lo cual es consistente con aumento de las precipitaciones durante los mismos meses (Figura 14b). En el EP, por el contrario, se tienen temperaturas por encima de lo observado en promedio y los errores más grandes con máximos de hasta $+2^{\circ}\text{C}$ se dan en los meses de mayo a julio que coinciden con la reducción de errores negativos en el Pacífico central-oeste.

Por otro lado, se observan vientos zonales (Figura 14c) del este más fuertes de lo normal la mayoría de los meses del año. Los únicos meses donde el error disminuye es entre marzo y abril y al parecer estos vientos más parecidos a los observados son los causantes de los efectos en TSM y PPT explicados previamente ya que al debilitarse los vientos del este en el modelo, permite el desplazamiento de agua cálida hacia el Pacífico central y oeste, lo cual se corrobora al observar la señal de profundización de la termoclina desde abril hasta julio a lo largo del Pacífico ecuatorial.

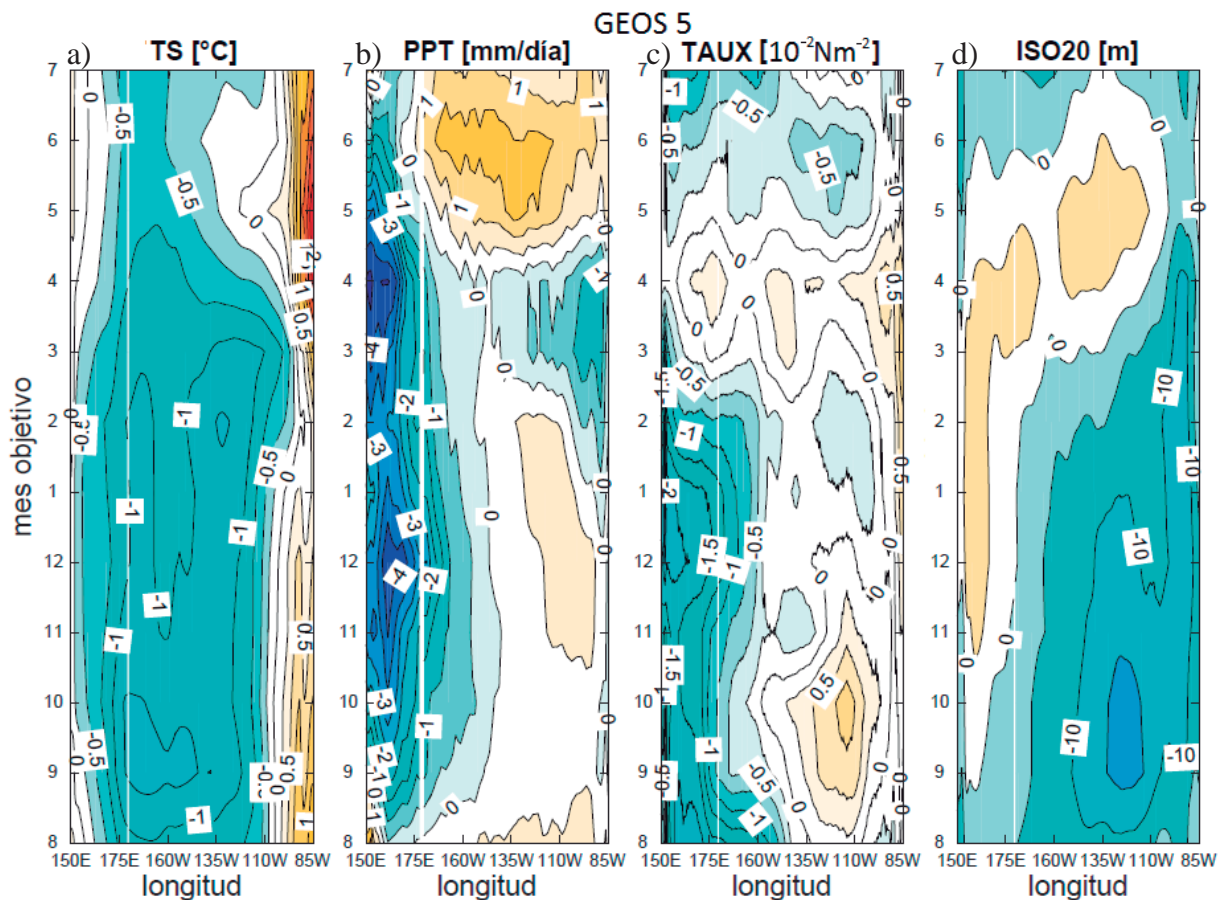


Figura 14. Igual que la Figura 13 pero del modelo GEOS 5

c. CM 2.1-aer04

En este modelo se observan errores de TSM (Figura 15a) negativos casi a lo largo de todo el año en WP y CP especialmente entre agosto y diciembre llegando a valores máximos de -

1.75°C, lo que coincide temporalmente la mayor subestimación de PPT (Figura 15b) en el WP con errores de hasta -5 mm/día. Sin embargo, el EP tiene a lo largo de todo el año errores positivos, con sus valores más altos entre noviembre y diciembre que son también los meses en los cuales, estos errores positivos se ubican más pegados al CP. Estos valores altos de TSM modelada están asociados a lluvias por encima de lo observado una distribución zonal similar a la de los errores de TSM.

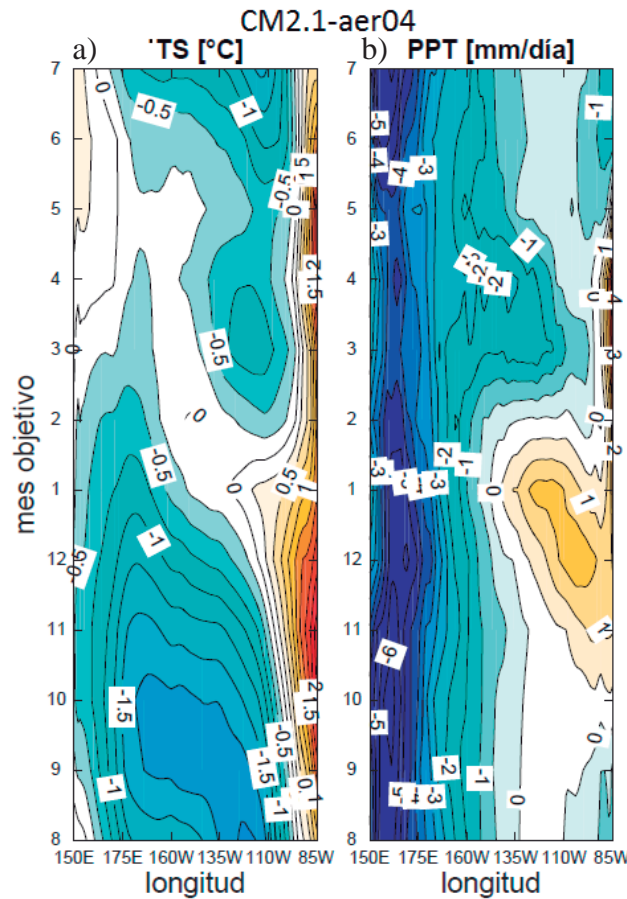


Figura 15. Variación longitudinal de errores promedio del modelo CM2.1-aer04 en el Pacífico Ecuatorial Tropical por cada mes objetivo de (a) TSM y (b) PPT

d. CM 2.5 FLOR

En esta sección se presentarán los modelos CM 2.5 FLOR A06 y CM 2.5 FLOR B01 debido a que sus errores son muy similares. Ambos modelos, a diferencia de todos los demás, no

presentan errores negativos en TSM (Figura 16a y Figura 17a) y esto se ve reflejado en la PPT (Figura 16b y Figura 17b) donde también se tiene sobreestimaciones que coinciden con los meses y distribución zonal (en promedio) de las sobreestimaciones de TSM que ocurren de abril a junio y de noviembre a enero en el CP y EP. Sin embargo, hay cierta discrepancia en la distribución zonal de donde ocurren los valores máximos de los errores, mientras que los valores máximos de TSM ocurren en el Pacífico este, las mayores sobreestimaciones de PPT están ubicados en el Pacífico central donde también hay errores positivos de TSM pero no tan intensos. En otras palabras, toda la distribución espacio temporal es muy similar entre TSM y PPT pero los máximos difieren en la distribución espacial zonal. Por otro lado, en los meses de agosto a enero en el WP, cuando menos se sobreestima los valores de TSM, el modelo presenta subestimaciones de precipitación que llegan a -2 mm/día,

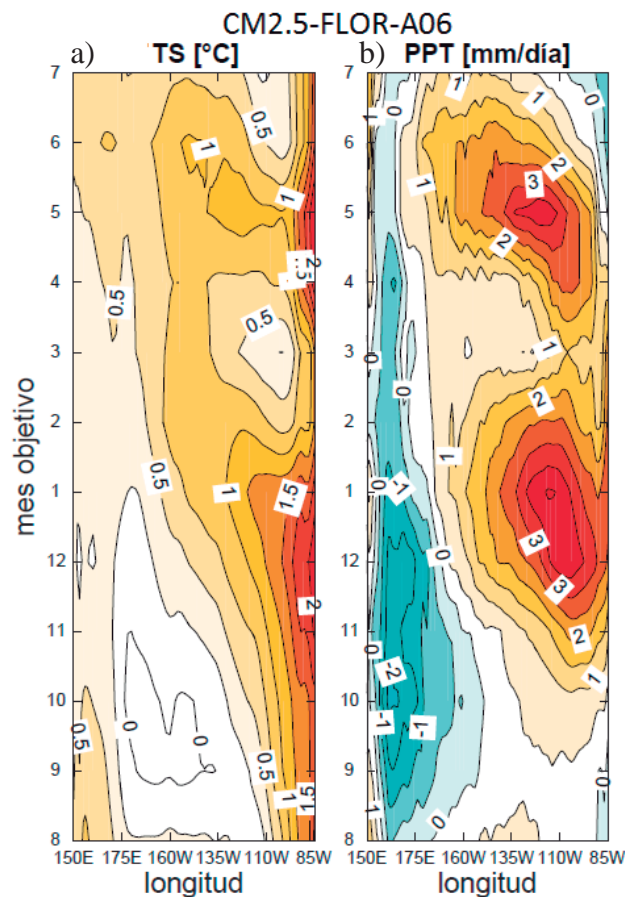


Figura 16. Igual que la Figura 15 pero del modelo CM 2.5-FLORA06

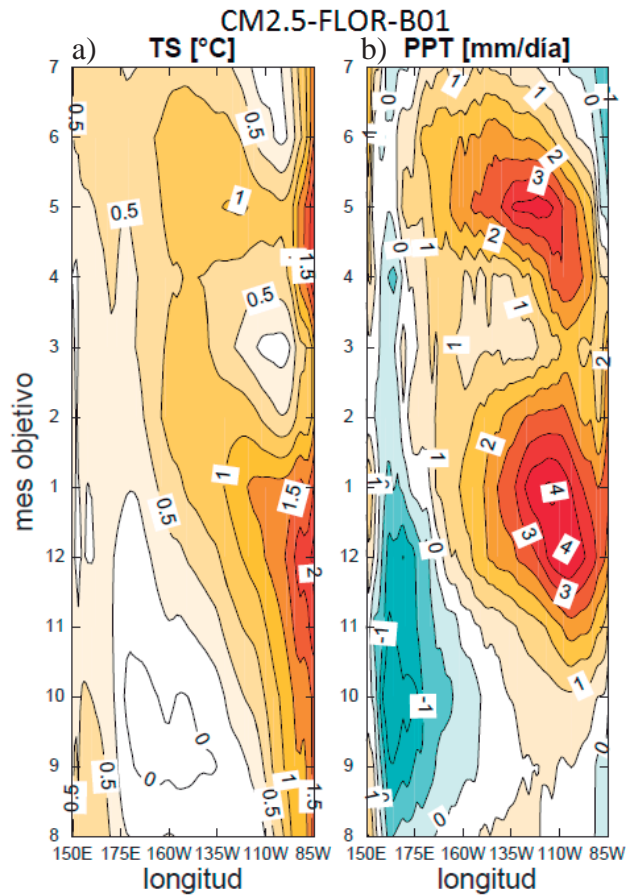


Figura 17. Igual que la Figura 15 pero del modelo CM 2.5 FLORB01

e. CCSM 3

Aquí se observan errores de subestimación de TSM (Figura 18a) en todo lo ancho del Pacífico desde enero hasta agosto y es solo de setiembre a diciembre que esta subestimación se confina al Pacífico oeste-central para dar paso a sobreestimaciones en el Pacífico este que tienen asociadas sobreestimaciones de PPT del orden de +0.5 mm/día (Figura 18b).

La PPT también presenta sobreestimaciones en la zona del Pacífico oeste en diciembre y enero que no parecen tener relación con la TSM debido a que en la TSM no hay sobreestimaciones que coincidan espacio-temporalmente.

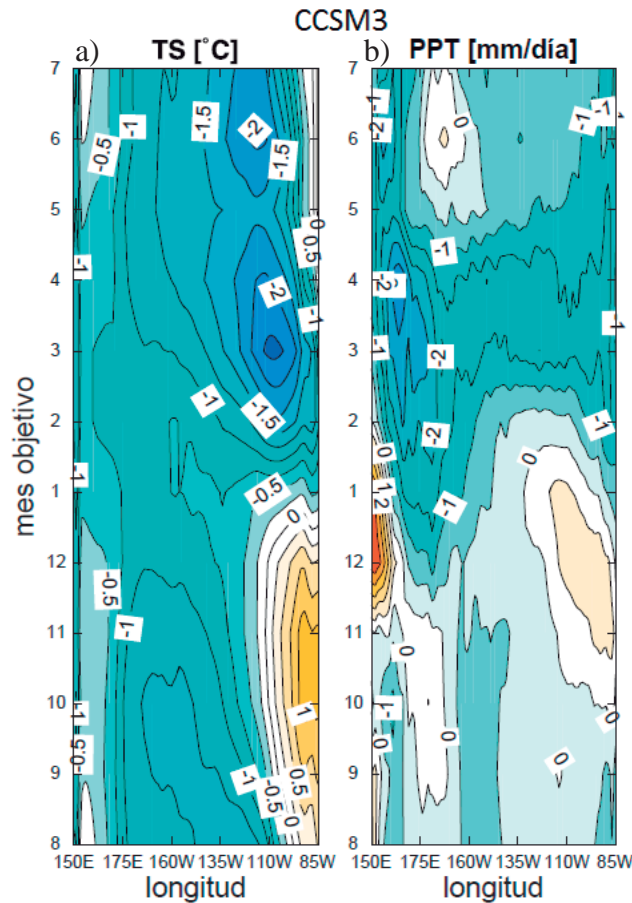


Figura 18. Igual que la Figura 15 pero del modelo CCSM3

f. CCSM 4

En este modelo se observan sobreestimaciones en la TSM (Figura 19a) de mayo a diciembre en el EP con valores promedio de $+0.5^{\circ}\text{C}$ y de enero a abril subestimaciones de -0.5°C . En el CP, se observan valores de TSM con errores negativos de -0.5 entre agosto y noviembre y también valores muy cercanos a la realidad entre diciembre y julio asociados a sobreestimaciones intensas de PPT (Figura 19b) especialmente entre los meses de abril y julio con máximos de $+4$ mm/día. Lo que podría significar que los valores normales de TSM en el Pacífico tropical ecuatorial son muy altos para el modelo y por ello causan sobreestimaciones de precipitación.

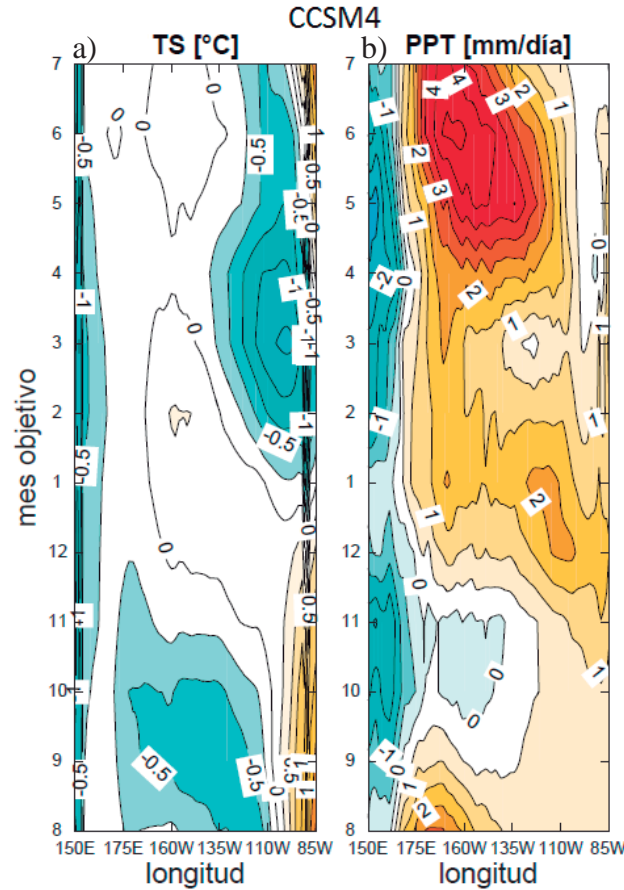


Figura 19. Igual que la Figura 15 pero del modelo CCSM4

4.1.2. ANÁLISIS POR LEAD

a. CFS v2

En TSM (Figura 20a), se puede observar sobrestimaciones en el EP que aumentan con el lead que coinciden con leves sobreestimaciones de precipitación en la misma zona (Figura 20b) y en el CP, la TSM presenta subestimaciones con valores máximos de -0.5 entre 1 y 6 meses que también coinciden con las subestimaciones de precipitación en esa misma zona. En la PPT también se pueden observar sobreestimaciones sostenidas a lo largo de todos los lead en el WP con máximos de +3mm/día.

Con respecto a TAUX (Figura 20c), la característica resaltante es que a medida que aumenta el lead se sobreestiman los vientos el oeste en el CP y WP llegando hasta valores de $1 \times 10^{-2} \text{ Nm}^{-2}$. Y en la profundidad de la termoclina (Figura 20d) se puede observar que a medida que

aumenta el lead la profundidad en el este aumenta y en el oeste disminuye. Este comportamiento es consistente con la sobrestimación de vientos del oeste mencionada previamente los cuales podrían ser la principal causa de este comportamiento.

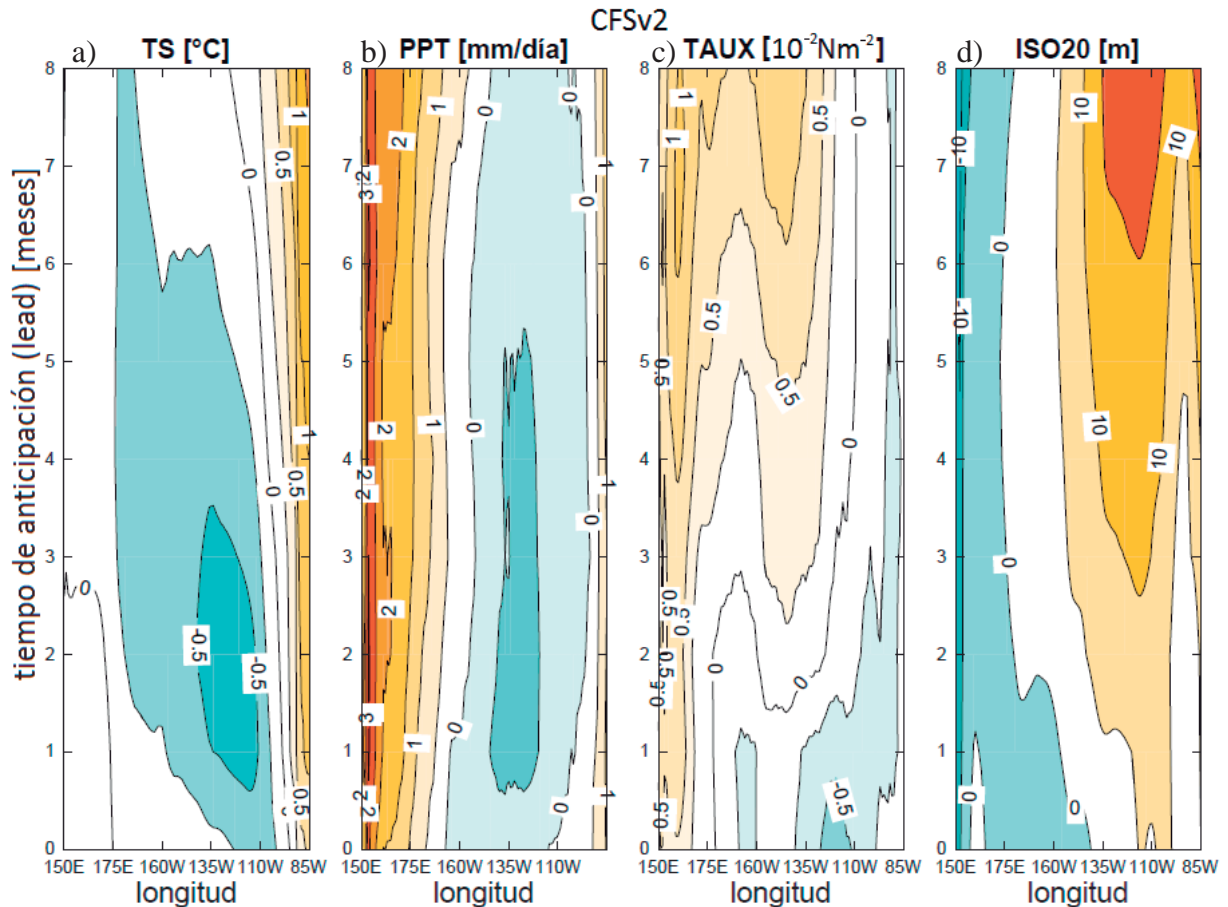


Figura 20. Variación longitudinal de errores promedio del modelo CFSv2 en el Pacífico Ecuatorial Tropical por cada lead de (a) TSM, (b) PPT, (c) TAUX y (d) ISO20

b. GEOS 5

En TSM (Figura 21a), se tienen subestimaciones en el CP y WP que aumentan con el lead llegando a valores de $-1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, mientras que en el EP se observan sobrestimaciones sostenidas de entre $+0.5$ y $+1\text{ }^{\circ}\text{C}$.

En la PPT (Figura 21b), en el WP y parte del CP se observan sobreestimaciones que comienzan con valores de $+1.5\text{ mm/día}$, lo que va disminuyendo hasta aproximadamente el lead de 3 meses para luego dar paso subestimaciones que llegan hasta valores de -2.5 mm/día

en el lead 8 meses, Esta disminución de la lluvia coincide con la subestimación máxima de la TSM en esos mismos leads y longitudes.

Por otro lado, la variable TAUX (Figura 21c) presenta vientos más intensos del este con leads a partir de 3 meses en el WP, lo cual es consistente con lo que se ve en el comportamiento de la termoclina (Figura 21d) que se vuelve más superficial en el EP y más profunda en WP.

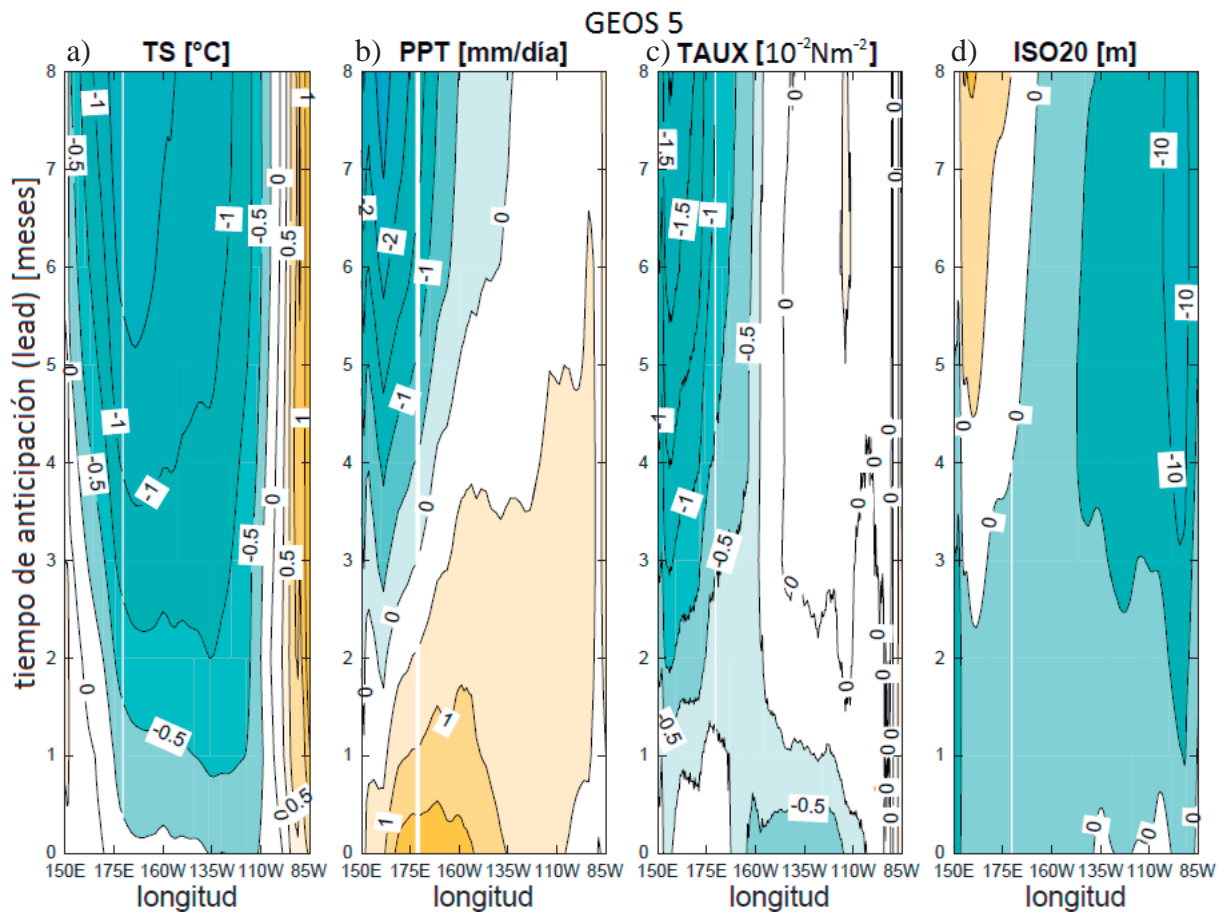


Figura 21. Igual que la Figura 20 pero del modelo GEOS 5

c. CM 2.1-aer04

En cuanto a la TSM (Figura 22a), se observan sobrestimaciones sostenidas en el EP a lo largo de todos los leads con valores máximos de $+1.5^{\circ}\text{C}$ mientras que en CP y parte del WP las subestimaciones predominan, llegando a valores máximos de -1°C a partir del lead 3 meses.

La PPT (Figura 22b) presenta subestimaciones en el WP para todos los leads, pero se vuelven más intensas a medida que el lead o tiempo de anticipación aumenta, llegando a un máximo de -4 mm/día a partir del lead de 4 meses, mientras que en el EP se observan sobrestimaciones que tienen valores máximos de +1mm/día en la zona más pegada a las costas de Sudamérica, que coinciden con las sobrestimaciones de TSM mencionadas anteriormente.

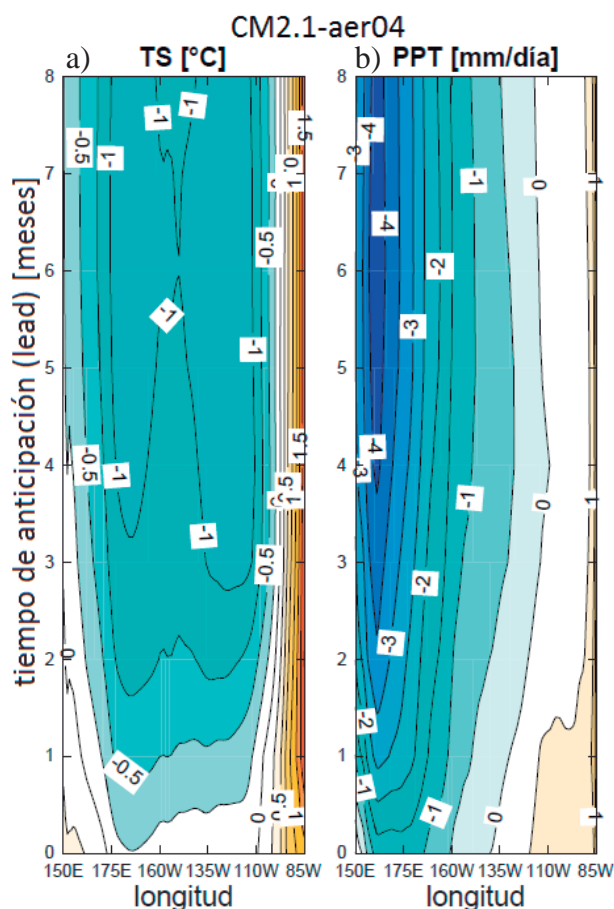


Figura 22. Variación longitudinal de errores promedio del modelo CM2.1-AER04 en el Pacífico Ecuatorial Tropical por cada lead de (a) TSM y (b) PPT

d. CM 2.5-FLOR

Al igual que en el análisis de errores por mes objetivo, los modelos CM2.5-FLOR-A06 y CM2.5-FLOR-B01 presentan características muy similares en el análisis por lead, por ello se hablará de ambos en esta sección. En cuanto a la TSM (Figura 23a y Figura 24a), se observan incrementos en la sobrestimación a medida que aumenta el lead a lo largo de todo el Pacífico ecuatorial, pero este incremento es más intenso en el EP. Y lo mismo ocurre en la PPT (Figura

23b y Figura 24b), con la salvedad que, en el WP, se comienza con subestimaciones hasta el lead de 2 meses.

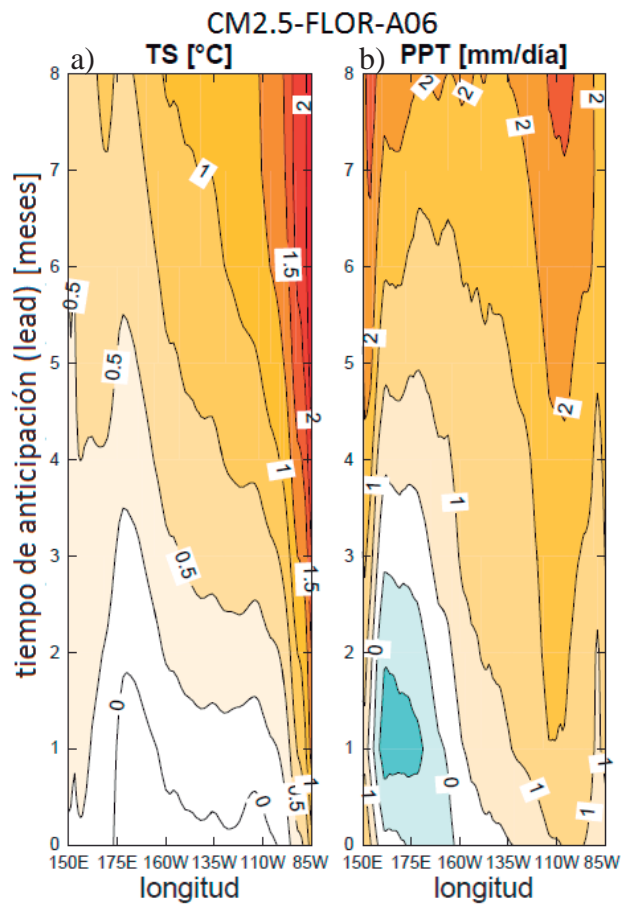


Figura 23. Igual que la Figura 22 pero del modelo CM 2.5-FLOR-A06

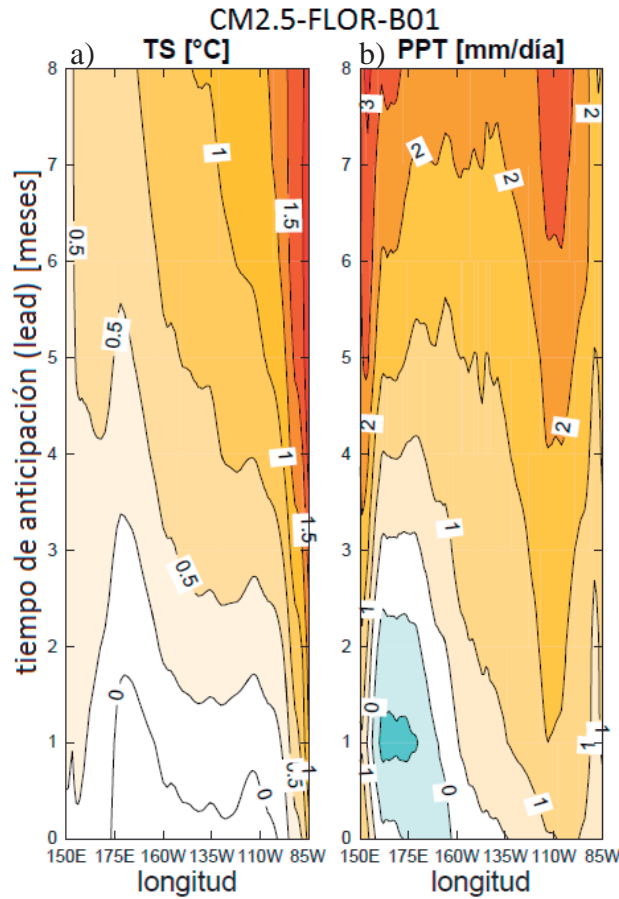


Figura 24. Igual que la Figura 22 pero del modelo CM 2.5-FLOR-B01

e. CCSM3

Este modelo presenta subestimaciones en la TSM (Figura 25a) en la zona de CP y WP que van aumentando con lead que llegan hasta -2 °C con lead de 8 meses, mientras que en el EP, las temperaturas no tienen errores notorios que dependan del lead.

En la PPT (Figura 25b), se observa que en el WP existen sobrestimaciones que llegan hasta $+3$ mm/día, lo que va disminuyendo hasta aproximadamente el lead de 4 meses a partir del cual comienzan a subestimarse la hasta un valor máximo de -2 mm/día con lead de 8 meses.

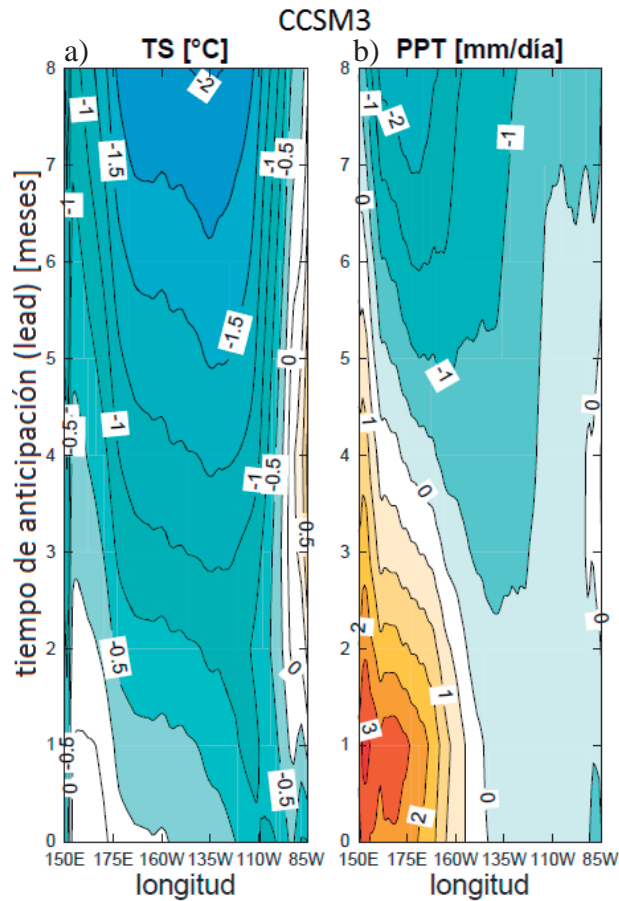


Figura 25. Igual que la Figura 22 pero del modelo CCSM3

f. CCSM4

La TSM (Figura 26a) presenta en todos los leads subestimaciones en la zona de WP más pegada a Australia y sobrestimaciones en EP en la zona más pegada a Sudamérica. Y algo particular es que el CP y parte del EP (entre 135W y 90W) se observan subestimaciones hasta el lead de 5 meses.

En la PPT (Figura 26b) se observan sobrestimaciones en todas las longitudes y leads excepto en la zona de WP pegada a Australia donde hay subestimaciones de TSM a partir del lead 4 meses.

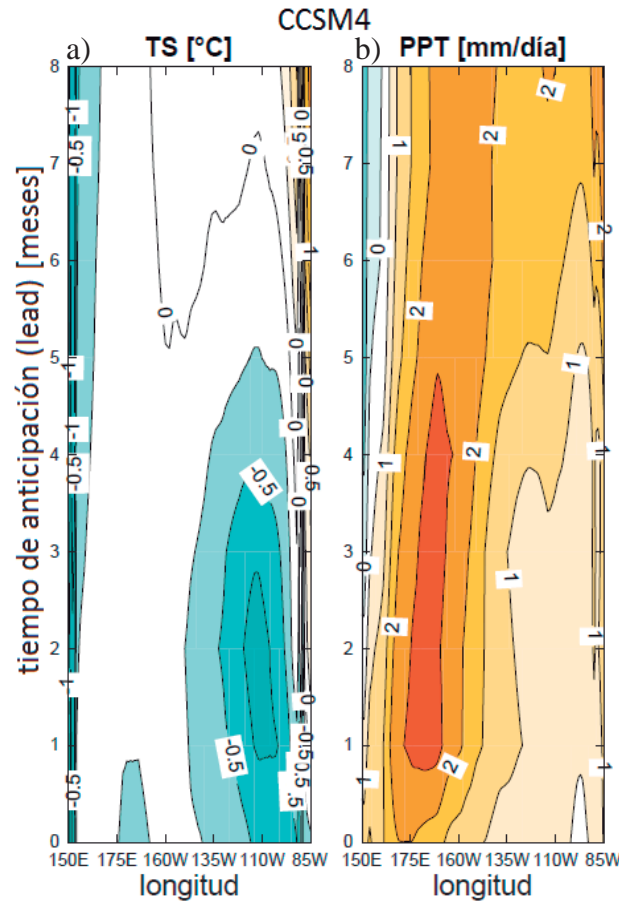


Figura 26. Igual que la Figura 22 pero del modelo CCSM4

4.2. ÍNDICES E Y C

Los índices E y C son útiles para separar la variabilidad de la TSM interanual propia del Pacífico este y central, respectivamente, lo cual nos permite diferenciar entre los eventos EN según si sus anomalías positivas de TSM están dominadas por el Pacífico este (EP EN) o el Pacífico central (CP EN). En la Figura 27 se puede notar que, dentro de los eventos EP EN, que tienen valores altos del índice E, destacan los eventos El Niño extraordinarios con valores de E mucho mayores que el resto de años en los que ocurrieron otros tipos de eventos El Niño u otros. Un buen ejemplo de diferenciación de eventos que permite ver esta figura es entre los eventos EN extraordinario (82-83, 97-98) y el evento CP EN muy fuerte que ocurrió en 2009-10, que presentó el más alto valor de índice C de enero. El evento El Niño 2015-16, presentó valores altos tanto de E como de C que lo colocan fuera de la distribución de probabilidades

de Takahashi & Dewitte (2015; Figura 4), por lo que su clasificación no es obvia, aunque el valor de $E > 1.8$ en enero lo calificaría como extraordinario.

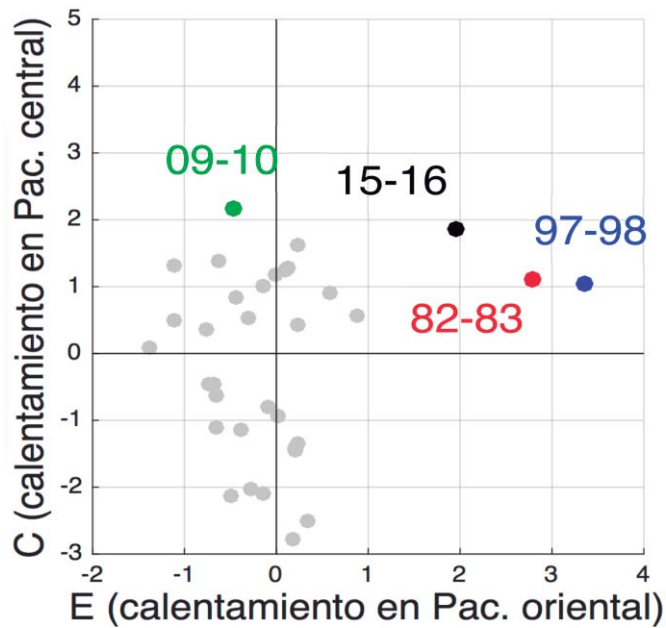


Figura 27. E vs C observado en enero (desde 1982 hasta 2016)

Para analizar esta diferenciación entre eventos El Niño extraordinarios y los demás dentro de los pronósticos de los modelos en estudio, se hizo el mismo análisis para sus pronósticos, teniendo como mes objetivo el mes de enero (cuando usualmente ocurre el pico de los eventos El Niño) tal como se hizo en la Figura 27 pero adicionando cómo varía esta distribución a medida que el tiempo de anticipación del pronóstico (lead) cambia (Figura 29).

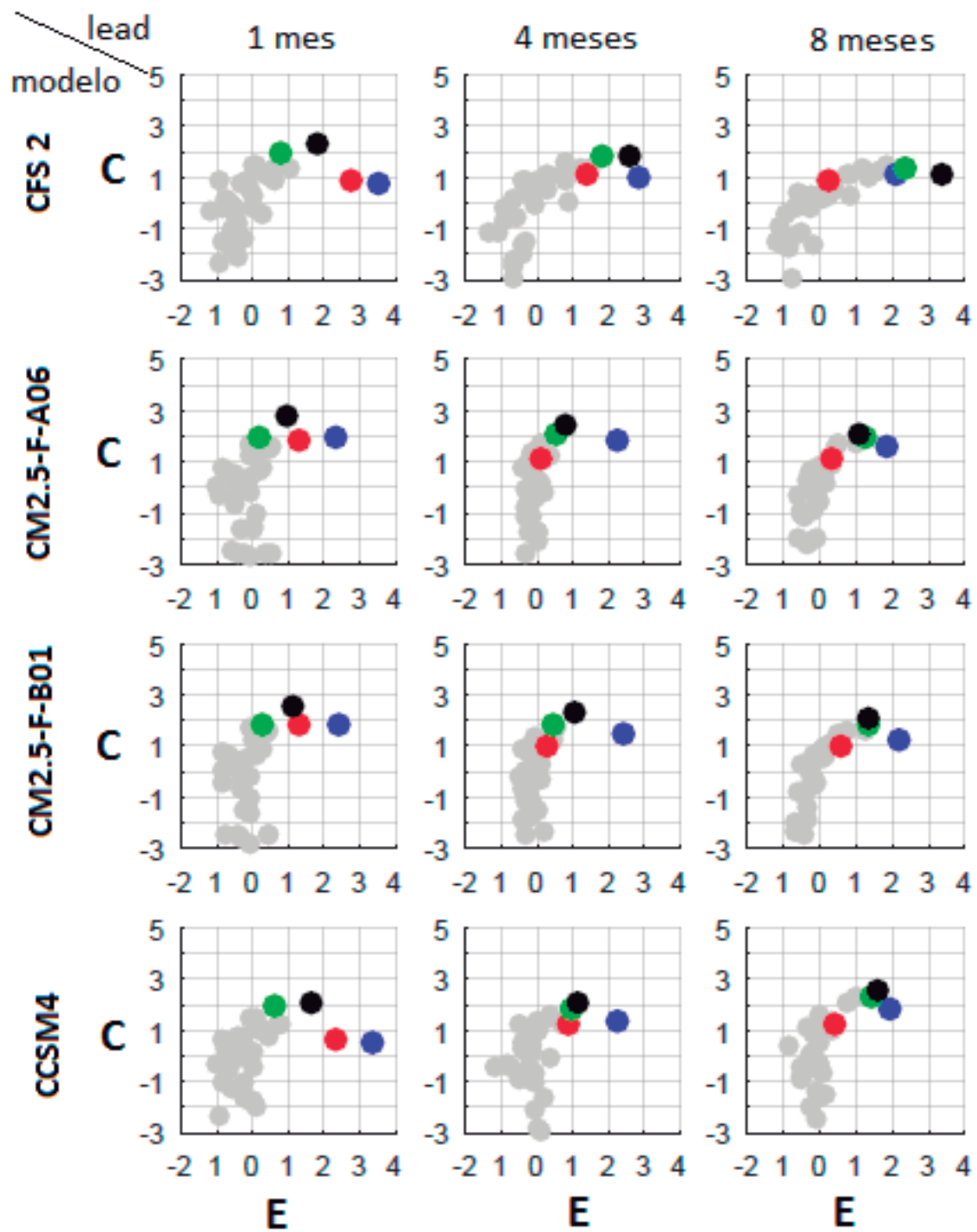


Figura 28. Índices E y C en el mes objetivo de enero en cada modelo (filas) del grupo 1 para diferentes leads (columnas). Al igual que Figura 27 los colores representan diferentes años., Rojo:82-83, azul:97-98, verde:09-10 y negro:15-16

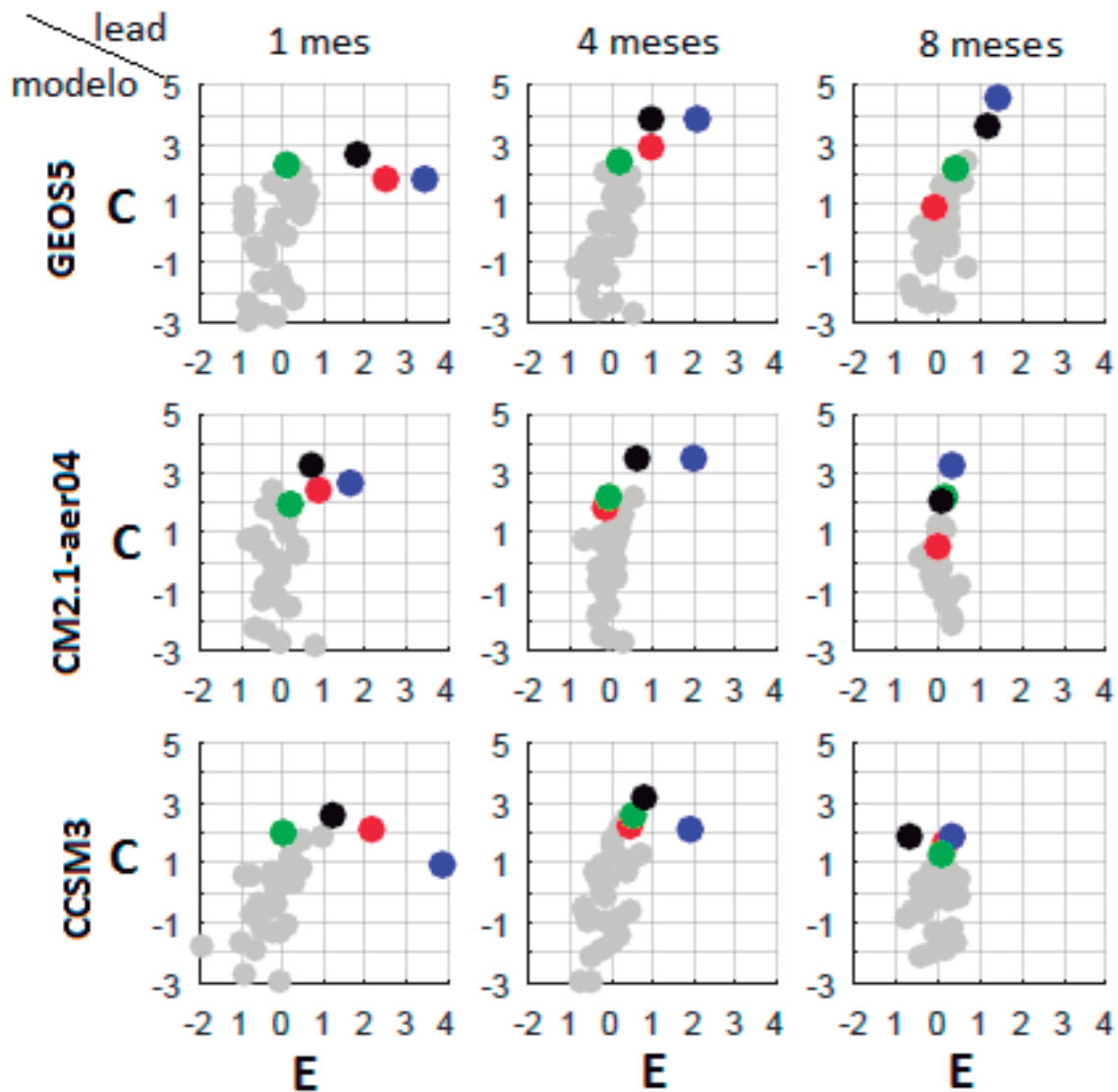


Figura 29. Igual que Figura 28, pero para el grupo 2 de modelos

La Figura 28 y Figura 29 muestran que, con 1 mes de lead, todos los modelos tienden a mantener la diferenciación de eventos que ocurre en la Figura 27. Esto es debido a que los modelos están aún dominados por las condiciones iniciales, además de que recién están comenzando el proceso de deriva hacia su propia climatología, por lo que los errores sistemáticos de los modelos aún no afectan tanto el pronóstico. A medida que aumenta el lead, se puede ver que el comportamiento de los modelos es más diferenciado entre ellos, aunque en general se puede ver que los valores positivos de C durante El Niño son pronosticados, mientras que el índice E es generalmente subestimado.

Se encontró que hay un grupo de modelos (CFSv2, CM2.5-FLOR-A06, CM2.5-FLOR-B01 y CCSM4) al que llamaremos Grupo 1 (Figura 28) que subestiman menos los casos en que ocurrieron valores altos de E asociados a EN extraordinario, aunque con algunos errores comunes tales como la fuerte subestimación del evento del 82-83 y la sobreestimación del evento del 09-10. El otro grupo (GEOS 5, CM 2.1-aer04 y CCSM3) al que llamaremos Grupo 2 (Figura 29), pronosticó valores más bajos de E (comparados con el grupo 1) para los eventos El Niño extraordinario 1982-83 y 1997-98 con mayor lead, mientras que los valores de C se mantienen relativamente altos. El caso de GEOS5 es especial en que mantiene valores de E y C con magnitud similar durante estos eventos. En general, los modelos del Grupo 2 pronosticaron los eventos El Niño extraordinarios con un patrón más parecido al de El Niño en el Pacífico central.

4.3. RETROALIMENTACIÓN OCÉANO-ATMOSFÉRICA

4.3.1. ANÁLISIS CUANTITATIVO: ÍNDICES

La retroalimentación océano-atmosférica en el Pacífico Este durante los meses de maduración de El Niño está ilustrada en la Figura 30. Cuantitativamente, en la lluvia tenemos un valor de $E_{crit}=0.83$ (intervalo de confianza al 90%: [-0.45, 1.23]) y un incremento de 2.21 mm/día (intervalo de confianza al 90%: [1.89 3.04]) de lluvia (pptE) por cada incremento en una unidad de E sobre el valor crítico mientras que, en el esfuerzo de viento, se observa un $E_{crit}=1.02$ (intervalo de confianza al 90%: [-0.69, 1.82]) y un incremento de $1.22 \times 10^{-2} \text{ Nm}^{-2}$ (intervalo de confianza al 90%: [1, 1.74]) de esfuerzo de viento zonal (tauxE) por cada unidad de E. Se debe notar sin embargo, que el intervalo de confianza es grande (especialmente los de E_{crit}) debido al poco número de eventos EN extraordinarios, ya que al hacer el método de bootstrap, las submuestras aleatorias pocas veces incluyen este tipo de eventos (dado que es poco probable incluirlos debido a sus escasez) y por lo tanto la regresión no lineal que depende fuertemente de los casos extremos donde $E > E_{crit}$ (como se puede ver en la Figura 30), se ve muy alterada.

Si bien este análisis (como fue mencionado en la metodología) está limitado al período de meses de septiembre a enero, el resultado es similar al hallado considerando todos los meses

del año (Figura 6). Específicamente, se observa un valor de E_{crit} por encima del cual la precipitación y los vientos aumentan más rápidamente con E , aunque hay diferencias en los valores de la primera y segunda pendiente (a_{LOW} y a_{HI} respectivamente) y el E_{crit} si es que se utilizan todos los meses del año o si se usa otras bases de datos. En particular, cabe notar que al intentar replicar el análisis (para todos los meses del año) de Takahashi y Dewitte (2015), usando ERSST en lugar de HadISST, se obtiene $E_{crit} = 1$ para el esfuerzo de viento (ERA-interim en lugar de WASWind) y $E_{crit}=0.83$ para la lluvia (CMAP en lugar de OLR) a diferencia del 1.5 que se obtiene en mencionado trabajo , lo cual indica que estos resultados son sensibles a la base de datos, así como al uso de filtros temporales que no fueron utilizados en el presente estudio.

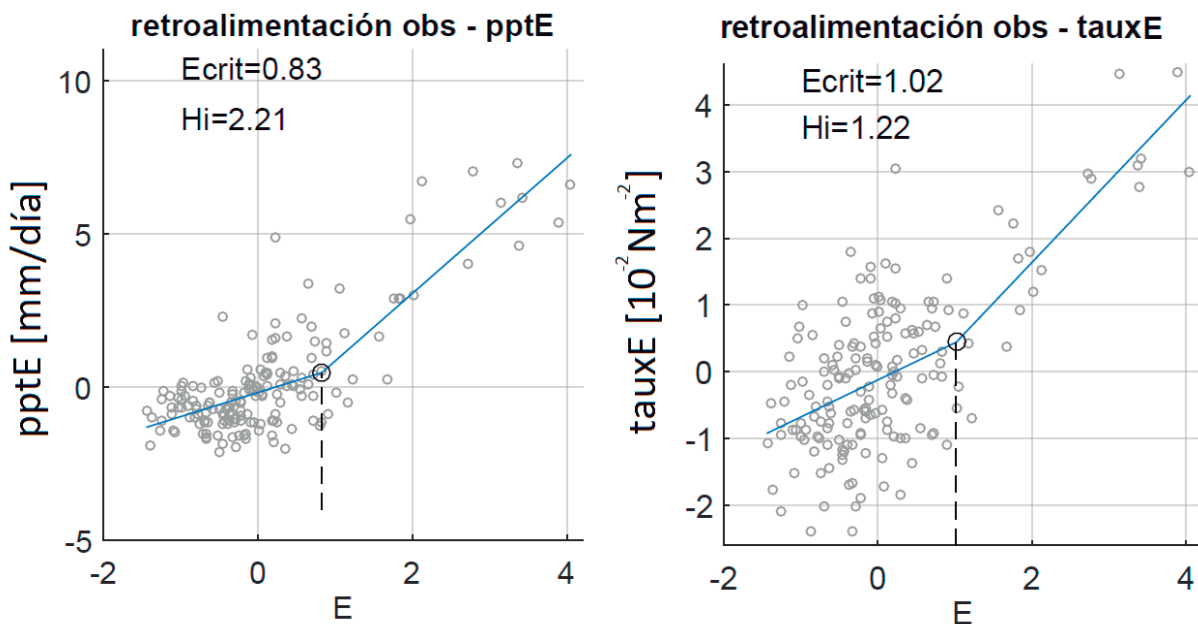


Figura 30. Retroalimentación en el pacífico este de la lluvia (izquierda) y el viento (derecha) con el océano durante los meses de septiembre a enero (similar a **Figura 6**)

Este mismo análisis fue hecho para la precipitación ($pptE$) con todos los miembros de cada modelo correspondientes a las simulaciones que abarcan los meses de septiembre a enero (Figura 31). Es decir, con todos los miembros de los pronósticos para los meses objetivo de setiembre a enero y para cada mes de condición inicial (IC) que tiene toda esta sucesión de meses. En la Figura 31 se muestra dicho análisis solo para las IC de mayo y setiembre de cada modelo (los demás meses de condición inicial intermedios junio, julio y agosto se pueden

encontrar en el anexo). Así, se calculó la regresión por tramos en cada uno y se extrajeron los índices Ecrit y aHI, que se encuentran en la Tabla 4 y Tabla 5 respectivamente. En estas tablas se incluye un intervalo de confianza que fue hallado repitiendo el método de “bootstrap” explicado en la metodología.

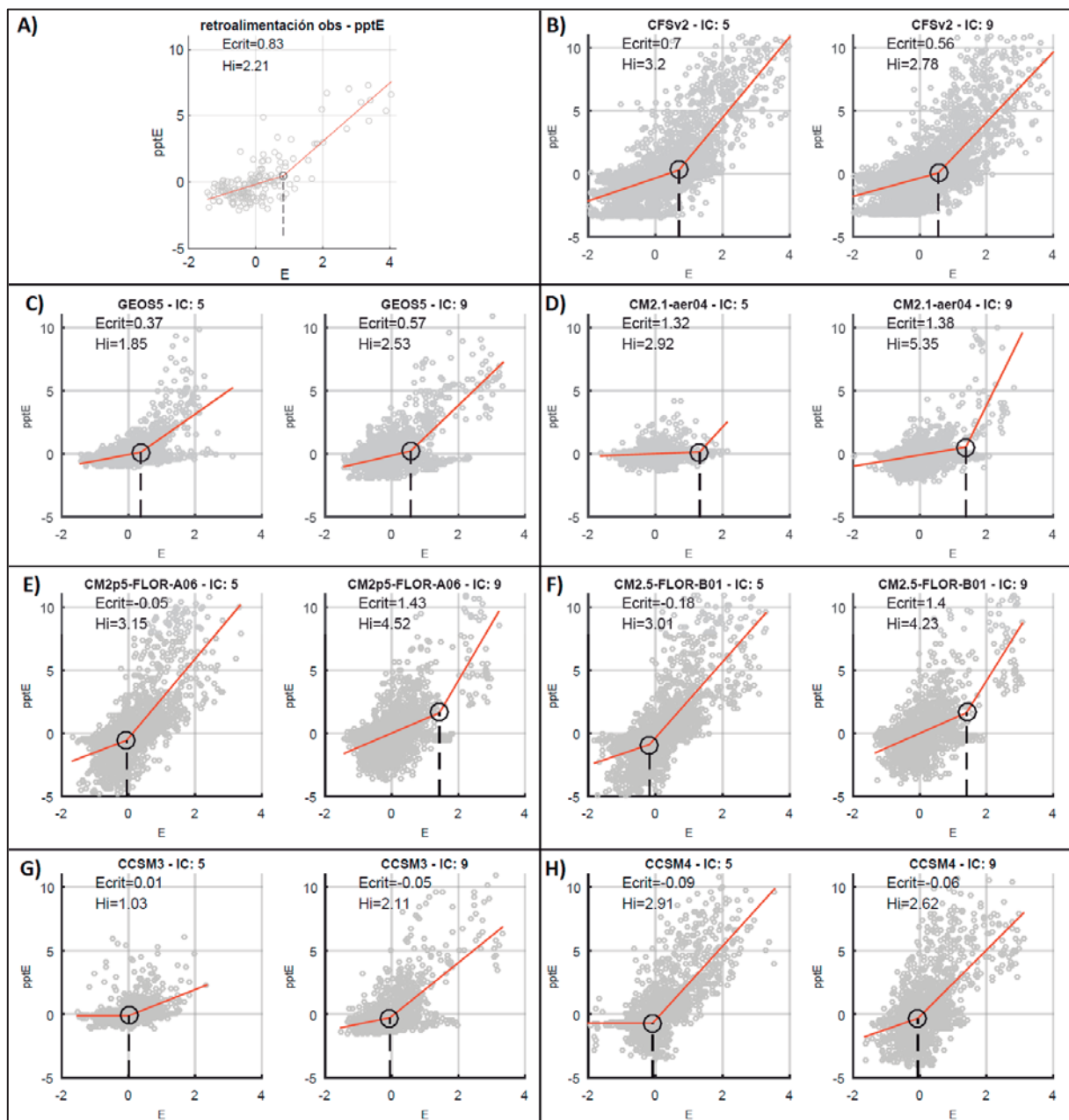


Figura 31. Retroalimentación en el Pacífico este (E vs pptE) de setiembre enero en (a) observaciones, y de todos los members de los modelos: (b) CFS2, (c) GEOS5, (d) CM2.1, (e) CM2.5-FLOR-A06, (f) CM2.5-FLOR-B01, (g) CCSM3 y (h) CCSM4 para las condiciones iniciales de mayo (izquierda) y setiembre (derecha) en cada uno de ellos.

En cuanto a Ecrit (Tabla 4):

En el modelo CFS2, se mantienen muy cerca de 0.8 durante casi todos los IC, es solo en el IC de septiembre en que el valor disminuye hasta 0.56, sus intervalos de confianza son pequeños con valores aproximados de ± 0.1 con respecto al valor calculado

El modelo GEOS 5 tiene valores de Ecrit que oscilan entre 0.1 y 0.6 con intervalos de confianza que abarcan valores positivos menores a 1

El modelo CM 2.1, tiene $Ecrit > 1$ a excepción del mes de IC julio que toma un valor de 0.55 y sus intervalos de confianza son bastante variables pero lo común es que todos abarcan valores mayores a 1, estos intervalos son grandes en casi todos los meses IC a excepción de IC septiembre

Los modelos CM2.5-FLOR-A06 Y CM2.5-FLOR-B01 tiene valores cercanos a 0 desde IC mayo hasta IC julio y a partir de IC agosto los valores son mayores a 1, es justo en estos 2 últimos meses IC, que el intervalo de confianza se amplía enormemente tomando valores desde 0 hasta 2.

Los modelos CCSM3 y CCSM4 tienen valores cercanos a 0; sin embargo, hay algunos meses de condición inicial con un intervalo de confianza con un rango bastante grande. En CCSM3 esto sucede en IC mayo, agosto y septiembre y en el modelo CCSM4, en los IC julio y agosto.

Al comparar todos con el valor observado ($Ecrit=0.83$), el único modelo que tiene valores sostenidamente (en todos las IC) similares, es el modelo CFS2. Por otro lado, el modelo GEOS 5 tiene valores que subestiman lo observado pero el intervalo de confianza le permite llegar a valores cercanos al observado (a excepción de IC julio). Cabe resaltar que ambos modelos no cuentan con intervalos de confianza exagerados como en los demás modelos.

Tabla 4. Ecrit de precipitación (pptE) por modelo y mes de condición inicial. Entre corchetes: intervalo de confianza al 90%

modelo\IC	IC mayo	IC junio	IC julio	IC agosto	IC septiembre
CCSM3	0.01 [-0.32 , 1.45]	-0.12 [-0.26 , 0.45]	-0.08 [-0.2 , 0.06]	0.03 [-0.12 , 0.95]	-0.05 [-0.3 , 1.81]
CCSM4	-0.09 [-0.16 , -0.01]	-0.3 [-0.37 , -0.12]	-0.16 [-0.27 , 2.36]	-0.14 [-0.27 , 2.2]	-0.06 [-0.15 , 0.08]
CM2.1	1.32 [-0.42 , 1.56]	1.2 [0.48 , 1.48]	0.55 [-0.52 , 1.92]	1.79 [1.47 , 2.17]	1.38 [1.18 , 1.5]
CM2.5A	-0.05 [-0.23 , 0.27]	-0.02 [-0.16 , 0.34]	0.34 [-0.03 , 1.26]	1.45 [0.06 , 2]	1.43 [0.14 , 1.58]
CM2.5B	-0.18 [-0.58 , -0.01]	0.09 [-0.11 , 0.23]	0.11 [0.01 , 0.45]	1.43 [0.39 , 1.68]	1.4 [0.11 , 1.64]
CFS2	0.7 [0.58 , 0.85]	0.79 [0.7 , 0.94]	0.79 [0.64 , 0.95]	0.79 [0.64 , 0.99]	0.56 [0.43 , 0.7]
GEOS5	0.37 [-0.06 , 0.96]	0.56 [0.3 , 0.75]	0.21 [-0.01 , 0.46]	0.09 [-0.12 , 0.82]	0.57 [0.15 , 0.94]

En cuanto a aHI (Tabla 5):

El modelo CFS 2 se mantiene con valores de entre 3 y 3.7 aproximadamente con intervalos de confianza pequeños con valores máximos de ± 0.4 con respecto al valor calculado

El modelo GEOS 5 se mantiene con valores cercanos a 2, con valores máximos de ± 1 con respecto al valor calculado a excepción de IC donde los valores oscilan entre -1.8 hasta 2.8 (este es uno de los 2 casos en que el intervalo confianza alcanza valores negativos de aHI)

El modelo CM2.1 comienza con can 2.9 en IC mayo, disminuye hasta 0.7 en IC julio y luego aumenta mucho hasta valores de 8.1 y 5.3 para IC agosto y septiembre respectivamente. Adicionalmente casi todos los meses IC tienen intervalos de confianza exageradamente altos abarcando valores desde 0 hasta 23, la excepción es IC septiembre.

Los modelos CM2.5-FLOR-A06 Y CM2.5-FLOR-B01 tienen valores cercanos a 3 desde IC mayo hasta IC julio, pero luego aumenta en IC agosto y septiembre, hasta valores aproximados de 5.5 y 4.5 respectivamente. Al igual que con Ecrit, el intervalo de confianza para estos dos últimos meses IC son los más altos abarcando valores hasta 10 y 7 en los modelos CM2.5-FLOR-A06 Y CM2.5-FLOR-B01 respectivamente.

El modelo CCSM3 comienza con un valor de 1 en IC mayo, pero al acercarse a IC septiembre este valor va subiendo hasta llegar a un poco más de 2. En este modelo el intervalo de confianza para IC mayo es bastante exagerado (0.9 a 9.7). Seguido por IC septiembre que es el segundo más alto (2 a 4.75).

El modelo CCSM4, oscila entre valores de 2.2 y 2.9, los intervalos de confianza son bajos para todos los meses IC a excepción del IC agosto en el que se toman valores desde -4.4 hasta 2.5 (este es el segundo modelo donde se toman valores negativos).

Al comparar todos con el valor observado (aHI=2.21), los únicos modelos que tienen valores bastante parecidos en todos los meses IC son GEOS 5 y CCSM4 (aunque en algunos meses IC el intervalo de confianza es bastante alto). El modelo CFS2, tiene valores sostenidamente por encima del observado (alrededor de 1 a 1.5 unidades más). Los demás modelos tienen valores muy variables.

Tabla 5. aHI de precipitación (pptE) por modelo y mes de condición inicial. Entre corchetes: intervalo de confianza al 90%

modelo\IC	IC mayo	IC junio	IC julio	IC agosto	IC septiembre
CCSM3	1.03 [0.9 , 9.7]	1.74 [1.61 , 3.02]	2.56 [2.29 , 2.98]	2.12 [1.79 , 2.96]	2.11 [2 , 4.75]
CCSM4	2.91 [2.72 , 3.19]	2.83 [2.71 , 3.13]	2.47 [2.28 , 2.66]	2.19 [-4.42 , 2.47]	2.62 [2.4 , 2.9]
CM2.1	2.92 [0.09 , 18.98]	2.19 [0.79 , 16.16]	0.67 [0.48 , 23.35]	8.12 [4.58 , 16.11]	5.35 [3.84 , 7.02]
CM2.5A	3.15 [2.87 , 3.62]	3.15 [2.81 , 3.69]	2.84 [2.35 , 4.26]	5.71 [2.93 , 10.32]	4.52 [2.39 , 5.69]
CM2.5B	3.01 [2.8 , 3.28]	3.2 [2.89 , 3.52]	2.79 [2.48 , 3.29]	5.34 [3.27 , 6.99]	4.23 [2.56 , 5.43]
CFS2	3.2 [3 , 3.48]	3.7 [3.33 , 4.24]	3.7 [3.31 , 4.16]	3.07 [2.71 , 3.49]	2.78 [2.56 , 3.04]
GEOS5	1.85 [-1.8 , 2.8]	2.2 [1.54 , 3.15]	1.98 [1.72 , 2.76]	1.75 [1.41 , 2.8]	2.53 [2.03 , 3.17]

De igual manera, se hizo para el esfuerzo de viento (tauxE) para los modelos CFS 2 y GEOS 5 (los únicos que tienen esta variable disponible), sus gráficos para IC mayo (5) e IC septiembre (9) se encuentran en la Figura 32, los demás meses de condición inicial intermedios (junio

julio y agosto) se pueden encontrar en el anexo 1. Los índices extraídos Ecrit y aHI se encuentran en la Tabla 6 y Tabla 7 respectivamente. Cabe resaltar que los datos de esfuerzo de viento (tauxE) son más ruidosos que los de la precipitación (pptE) es por ello que la nube de puntos que corresponden a los members se ve más dispersa

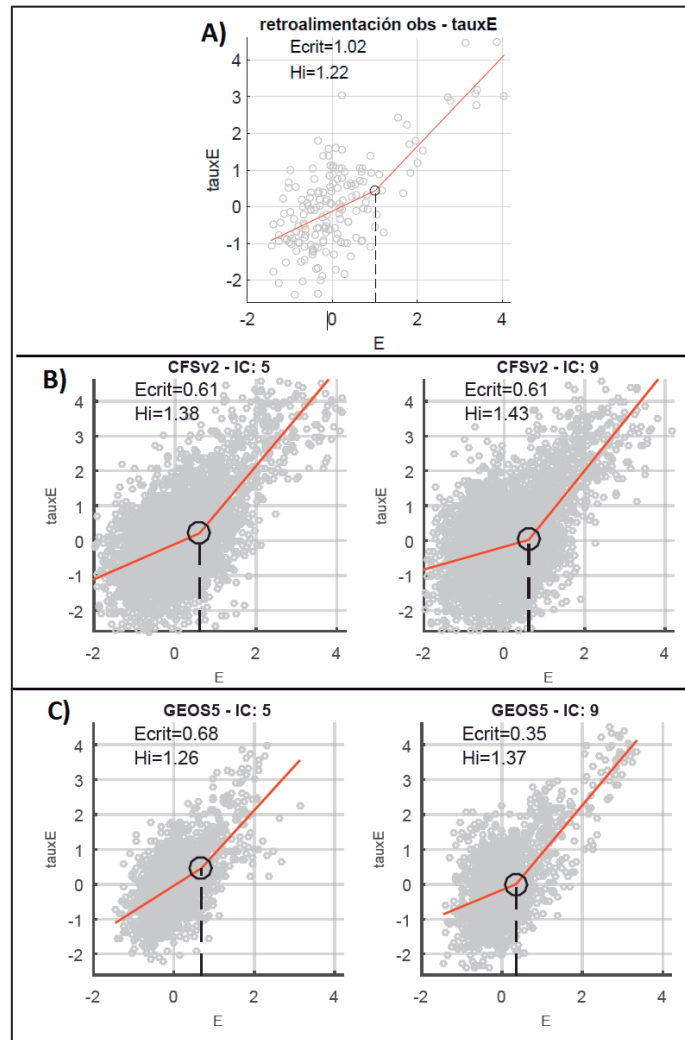


Figura 32. Retroalimentación en el Pacífico este (E vs tauxE) de setiembre enero en (a) observaciones, y de todos los members de los modelos: (b) CFS2, (c) GEOS5, para las condiciones iniciales de mayo (izquierda) y setiembre (derecha) en cada uno de ellos.

En cuanto a Ecrit (Tabla 6),

Para ambos modelos, los valores son similares a los calculados con la precipitación (pptE) con diferencias máximas de 0.5 para todas las condiciones iniciales analizadas. Y al comparar

estos valores con el observado (Ecrit=1.02), ambos lo subestiman, pero el GEOS5 lo subestima más.

Tabla 6. Ecrit de esfuerzo de viento (tauxE) por modelo y mes de condición inicial. Entre corchetes: intervalo de confianza al 90%

modelo\IC	IC mayo	IC junio	IC julio	IC agosto	IC septiembre
CFS2	0.61 [0.37 , 0.76]	0.83 [0.69 , 1.01]	0.63 [0.45 , 0.91]	0.65 [0.42 , 0.8]	0.61 [0.54 , 0.71]
GEOS5	0.68 [-0.58 , 2.09]	0.53 [0.37 , 0.72]	0.07 [-0.12 , 0.47]	0.15 [-0.13 , 0.44]	0.35 [0.07 , 0.5]

En cuanto a aHI (Tabla 7),

Los cambios entre IC's son proporcionales al compararlos con los de la precipitación (pptE) pero en magnitud son menores (lo cual también ocurre en las observaciones). En el modelo CFS 2 los valores de aHI son entre 1.3 y 2.2 unidades menos, mientras que en el GEOS5 entre 0.6 y 1.2 unidades menos. Cabe resaltar que el intervalo de confianza es menor que el hallado con pptE. Y al comparar estos valores con el observado (aHI=1.22), se pueden ver valores muy similares en ambos modelos, siendo el más similar el GEOS 5 (el CFS 2 lo sobreestima un poco).

Tabla 7. aHI del esfuerzo de viento (tauxE) por modelo y mes de condición inicial. Entre corchetes: intervalo de confianza al 90%

modelo\IC	IC mayo	IC junio	IC julio	IC agosto	IC septiembre
CFS2	1.38 [1.27 , 1.51]	1.66 [1.5 , 1.9]	1.48 [1.34 , 1.71]	1.45 [1.29 , 1.6]	1.43 [1.33 , 1.54]
GEOS5	1.26 [-1.92 , 1.61]	1.39 [1.18 , 1.67]	1.17 [1.05 , 1.4]	1.2 [1.07 , 1.38]	1.37 [1.26 , 1.47]

4.3.2. ANÁLISIS CUALITATIVO: EVOLUCIÓN TEMPORAL

En esta sección, el análisis se concentrará principalmente en los eventos que superan los valores del E crítico observado y propios de cada modelo y/o en los eventos de 1982-83 (E=2.7 en enero de 1983), 1997-98 (E=3.4 en enero de 1998), 2015-16 (E=1.9 en enero de

2016) como ejemplos del desempeño de los pronósticos en eventos EN extraordinario y, 2009-10 ($E=-0.5$ en enero de 2010) para el caso de un evento EN tipo Pacífico central.

En cuanto a la evolución de eventos observada (Figura 33), se puede ver claramente que los eventos del 82-83, 97-98 y 15-16 tienen una evolución distinta a la del resto de eventos y se encuentran por encima del valor de E crítico, con un aumento en $pptE$ y $tauxE$ consistente con el aumento en E a una mayor tasa que la observada en otros años, incluyendo el evento 09-10. Sin embargo, en el caso del 15-16, si bien la lluvia ($pptE$) aumentó, esto no estuvo asociado a un crecimiento mayor de E ni del viento zonal ($tauxE$), lo cual sugiere que algún otro factor se opuso al crecimiento en E .

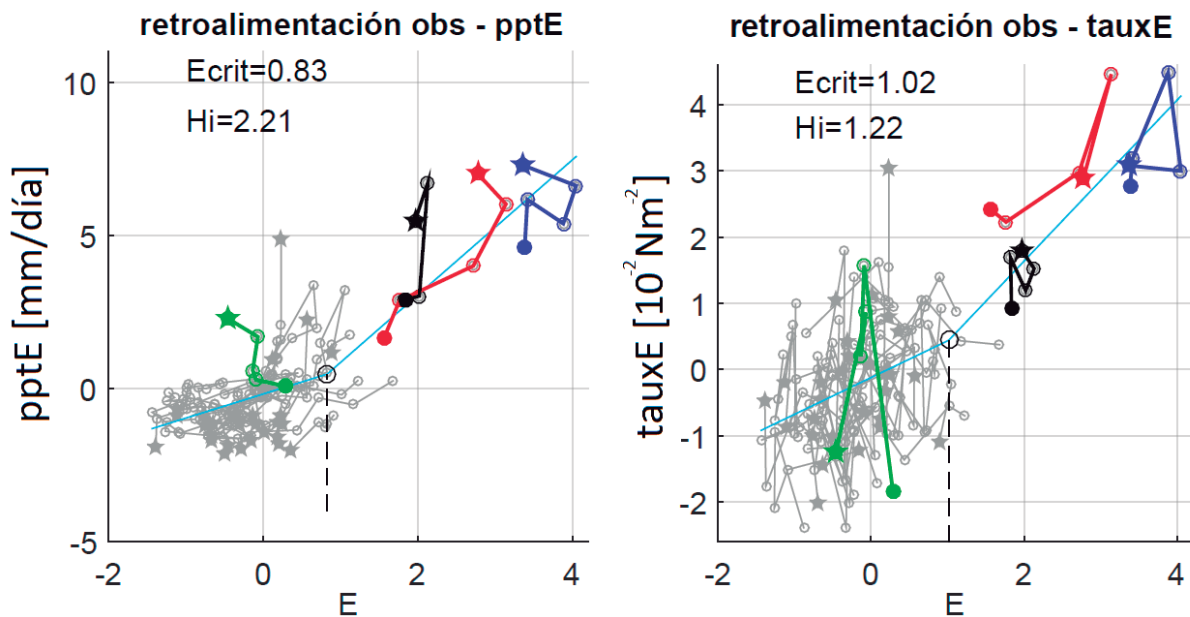


Figura 33. Retroalimentación y evolución de setiembre a enero con datos observados de la precipitación/ $pptE$ (izquierda) y el esfuerzo de viento/ $tauxE$ (derecha) junto con el índice E . Negro:15-16. Rojo: 82-83. Azul: 97-98, Verde: 09-10.

En cuanto a los modelos, en la Figura 34 y Figura 35 se muestra la evolución (de setiembre a enero) del promedio del ensemble en los diferentes años de pronóstico del índice E con la lluvia y esfuerzo de viento respectivamente, además se superpone el modelo de regresión y sus índices calculados anteriormente. Cabe resaltar que, para la discusión, nuestro mes objetivo es el mes de enero (representado con una estrella en los gráficos) y cada vez que se hable de lead (o tiempo de anticipación del pronóstico) será con respecto a este mes objetivo.

El modelo CFS2 (Figura 34b) es el único en el que la precipitación incrementa proporcionalmente al calentamiento con el paso de los meses, pero el problema es que hay muchos eventos que equivocadamente tienen una evolución de este tipo, llegando a tener un valor de $E > E_{crit}$. Para el evento 15-16, el pronóstico con IC de mayo 2015 ($E=3.2$ en enero) fue bastante mayor al observado ($E=1.9$). Sin embargo, las observaciones indican que el acoplamiento durante este evento fue menor dado que no hay aumentos de lluvia ni de viento proporcionales al calentamiento. Similarmente, para el evento CP EN de 2009-10 este modelo equivocadamente predijo un fuerte acoplamiento y calentamiento en el Pacífico oriental llegando a enero con valores de $E=2.3$ con IC de mayo y a $E=1.8$ con IC de septiembre (evolución verde en la Figura 34b). Otro evento que superó el valor de $E > 1.8$ fue el pronóstico de enero de 2014 con $E=1.8$ con las condiciones iniciales de mayo (evolución ploma más próxima a la de 1997-98 en la Figura 34b-izquierda). En cuanto al esfuerzo de viento (Figura 35Figura 34b), la evolución es bastante similar al observado con la lluvia, lo que confirma que estamos observando el proceso de retroalimentación de Bjerknes, en donde ambas variables están estrechamente relacionadas.

El modelo GEOS 5 (Figura 34c) no posee un crecimiento proporcional de precipitación y calentamiento y en los eventos 1997-98 y 2015-16, en lugar de calentar, pronostica un ligero enfriamiento del mar (aunque estos eventos no dejan de tener un valor de $E > E_{crit}$ desde setiembre hasta enero), pero a pesar de esto, la precipitación presenta un fuerte incremento desde el mes de octubre. Cabe resaltar que, en los El Niño extraordinarios, el modelo no pronosticó el crecimiento de E y, por lo tanto, subestimó mucho sus valores, particularmente en el 82-83, salvo con las condiciones iniciales de más tardías (hacia setiembre) en que el calentamiento ya se encuentra establecido en el inicio de la simulación. En el caso del evento de 1982-83, solo con condiciones iniciales de setiembre el pronóstico es consistente con El Niño extraordinario ($E > E_{crit}$). Al igual que en el modelo anterior, la evolución del esfuerzo de viento (Figura 35c) es similar al de la lluvia, confirmándonos también su estrecha relación.

En el modelo CM 2.1 (Figura 34d) todos los eventos parecen tener una evolución muy similar (dentro del grupo de eventos EN no extraordinarios) a excepción del año 1997-98 en donde hay un incremento de precipitación muy fuerte sin aumentos en el calentamiento del mar, siendo este incremento cada vez mayor a medida que el mes de condición inicial avanza (o el

lead disminuye). Más aún, solo durante el evento 97-98 se tienen pronósticos de $E > E_{crit}$, por lo que este evento es el único que determina la retroalimentación no-lineal reportada en la sección 4.3.1

Los modelos CM 2.5-FLOR-B01 y CM 2.5 FLOR-A06 (Figura 34e y Figura 34f) tienen evoluciones similares en todos los eventos. Ambos tienen eventos con fuertes incrementos de precipitación mientras que el valor de E se mantiene casi igual desde el mes de setiembre en los eventos EN extraordinario, pero estos incrementos son mayores en los años con mayor valor de E en setiembre. Además, al igual que el modelo CFS 2, pronostica exageradamente el calentamiento en el evento de 2009-10 para el cual pronostica una evolución equivocadamente similar a la que pronostica para los eventos EN extraordinario (con grandes incrementos de precipitación), pero en este caso es más notorio solo con lead más altos, específicamente con IC de mayo en donde se pronostica un valor de $E=1.2$ en enero (línea de evolución verde en Figura 34e y Figura 34f izquierda). Con condiciones iniciales de mayo, hay algunos otros años que tienen también incrementos sustanciales de precipitación, con valores de E entre 0.5 y 1 en enero, que son los años 2001-2012 (evoluciones plomas similares a las de 1997-98 y 2015-16 en Figura 34e y Figura 34f izquierda) pero esta exageración va disminuyendo a medida que el lead disminuye, ya que hacia la IC de setiembre el único año que mantiene constante su calentamiento y aumentos de precipitación es el año 1997-98.

En el modelo CCSM 3 (Figura 34g) los eventos que comienzan con un alto valor de E , tal como ocurrió en el pronóstico de los eventos 1997-98 y 2015-16 (evoluciones azul y negra respectivamente) tienden a disminuir rápidamente este calentamiento a lo largo de los meses a pesar que la precipitación puede seguir en incremento; sin embargo, esta tendencia es cada vez menor a medida que el lead disminuye. Los demás eventos tienen una evolución similar, correspondiente a la de eventos EN no extraordinario.

El modelo CCSM 4 (Figura 34h) presenta evoluciones bastante similares a los de los modelos CM2.5-FLOR-A06 y CM2.5-FLOR-B01. en donde la precipitación se incrementa a pesar que el calentamiento se mantenga igual y donde las precipitaciones más altas se alcanzan cuando se comienza con un valor de E alto en setiembre. Con IC de mayo, las máximas precipitaciones son alcanzadas por los años 1997-98, 2009-10, 2015-16 que tienen los

valores pronosticados de E entre 1.4 y 1.9 en enero, pero también hay 2 eventos que tienen altos incrementos de precipitación debido a que exageraron bastante el valor de E, estos fueron los años 2012-13 ($E=0.8$ y lo observado fue $E=-0.7$) y 2014-15 ($E=1$ y lo observado fue $E=-0.1$) y por consecuencia de esta exageración también tienen grandes incrementos de precipitación en su evolución pronosticada (evoluciones plomas en la Figura 34h-izquierda que tienen $pptE>5$ en enero). Mientras que con IC de septiembre los únicos años que tienen grandes incrementos de precipitación son 1982-83, 1997-98, 2009-10 y 2015-16, lo cual es más parecido a la realidad (solo hablando de la precipitación) a excepción del evento 2009-10 que cabe señalar que fue sobreestimado tanto en precipitación como en el valor de índice E ($E=1.4$ con IC de mayo y $E=0.9$ con IC de septiembre), al igual que en los modelos CFS2, CM2.5-FLOR-A06 y CM2.5-FLOR-B01.

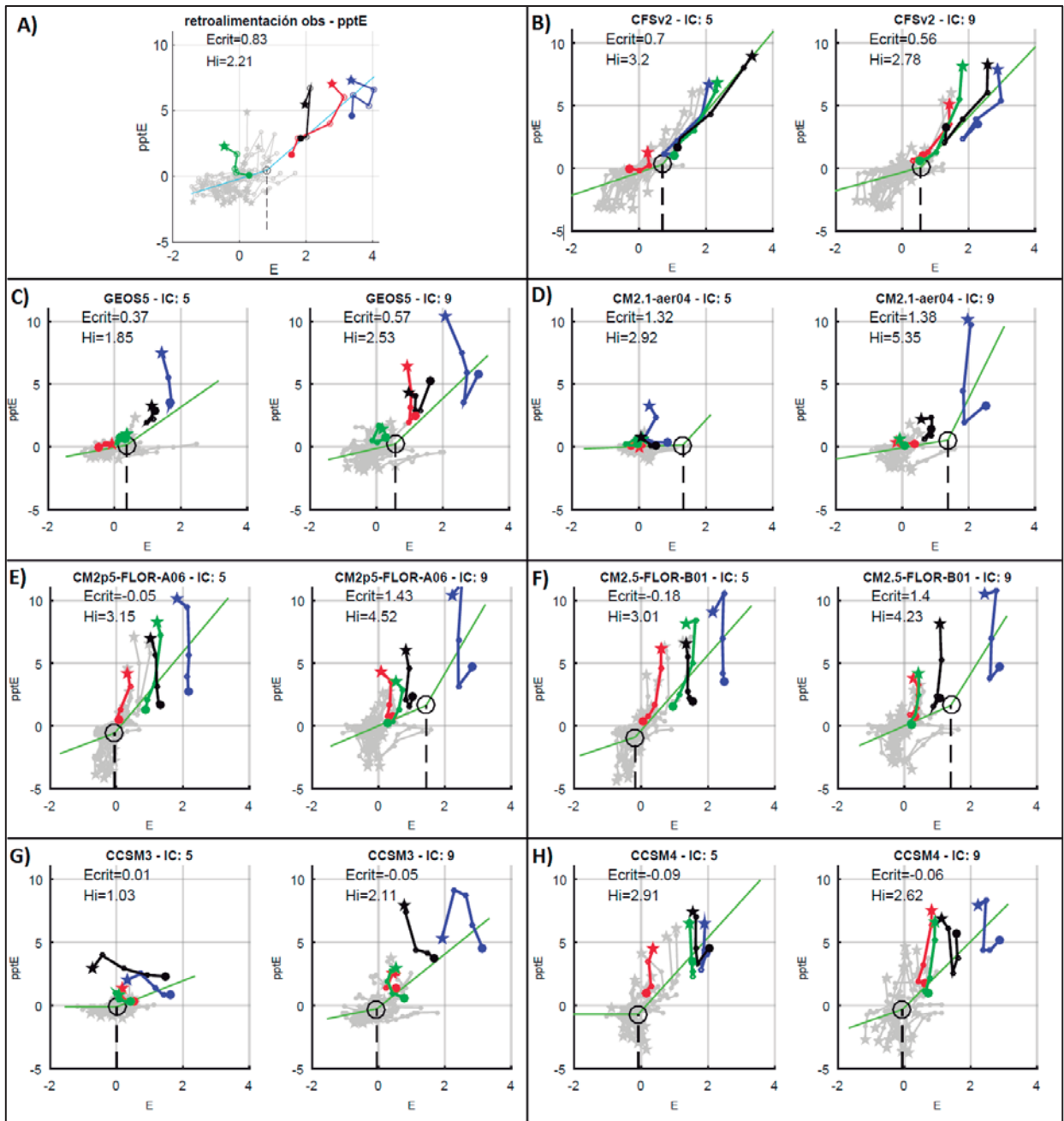


Figura 34. Trayectorias de evolución en el Pacífico este (E vs pptE) de setiembre enero en (a) observaciones, y del promedio del ensemble en los modelos: (b) CFS2, (c) GEOS5, (d) CM2.1, (e) CM2.5-FLOR-A06, (f) CM2.5-FLOR-B01, (g) CCSM3 y (h) CCSM4 para las condiciones iniciales de mayo (izquierda) y setiembre (derecha) en cada uno de ellos. Negro:15-16. Rojo: 82-83. Azul: 97-98, Verde: 09-10.

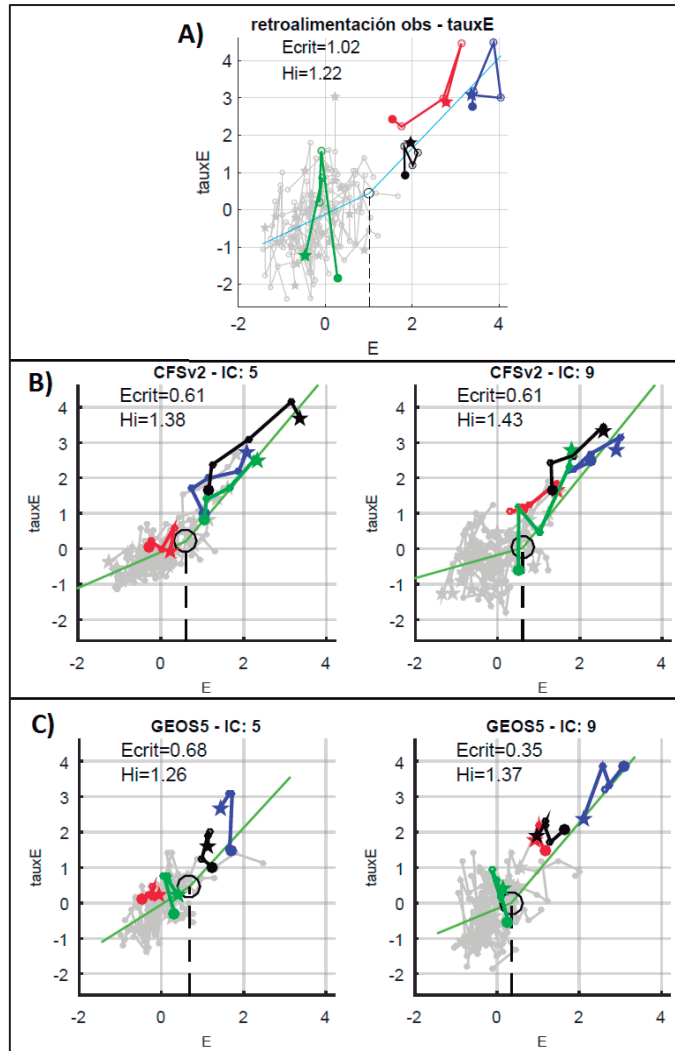


Figura 35. Trayectorias de evolución en el Pacífico este (E vs τ_{xE}) de setiembre enero en (a) observaciones y del promedio del ensemble en los modelos: (b) CFS2, (c) GEOS5 para las condiciones iniciales de mayo (izquierda) y setiembre (derecha) en cada uno de ellos. Negro:15-16. Rojo: 82-83. Azul: 97-98, Verde: 09-10.

4.4. FACTORES QUE INFLUYEN EN LA BONDAD DE LOS PRONÓSTICOS.

En todos los modelos en general se subestima el valor del índice E, lo cual se refleja en el valor de reg_Jan (regresión entre E observado y E pronosticado) por debajo de 1 que se pueden ver en la Tabla 8, por lo que parece haber uno o varios factores (que podrían o no ser comunes a todos los modelos) que causan que en todos los modelos se subestime el valor de E, lo cual se explorará más adelante en esta sección.

En los modelos del grupo 2 (GEOS 5, CM 2.1-aer04 y CCSM3; ver sección 4.2) se tienen valores de reg_Jan que aumentan progresivamente desde la IC mayo hasta IC septiembre. Esto es debido a que (como se vio en la sección 4.2; **Error! No se encuentra el origen de la referencia.**), estos modelos con altos leads pronostican valores de E muy bajos y es solo cuando el lead es pequeño, que logran mejorar este error

Mientras que los modelos del grupo 1 (CFSv2, CM2.5-FLOR-A06, CM2.5-FLOR-B01 y CCSM4; ver sección 4.2) tienen variaciones menos pronunciadas, con valores que oscilan entre 0.3 y 0.5 para todas las condiciones iniciales. La única excepción es la IC septiembre en el CFS2 que llega a un valor de 0.7 pero, al ver el intervalo de confianza, podemos notar que cabe dentro del grupo de las demás IC's.

Tabla 8. Valores de reg_Jan por modelo y mes de condición inicial, incluyendo intervalo de confianza al 90%

modelo\IC	IC mayo	IC junio	IC julio	IC agosto	IC septiembre
CCSM3	0 [-0.1, 0.09]	0.13 [0.02, 0.24]	0.21 [0.1, 0.32]	0.25 [0.09, 0.4]	0.35 [0.23, 0.46]
CCSM4	0.32 [0.17, 0.48]	0.39 [0.25, 0.53]	0.53 [0.35, 0.72]	0.42 [0.29, 0.56]	0.45 [0.32, 0.58]
CM2.1	0.04 [-0.02, 0.09]	0.1 [0.04, 0.15]	0.16 [0.09, 0.22]	0.26 [0.15, 0.36]	0.27 [0.16, 0.37]
CM2.5A	0.26 [0.12, 0.4]	0.36 [0.26, 0.46]	0.32 [0.22, 0.43]	0.35 [0.25, 0.44]	0.33 [0.23, 0.43]
CM2.5B	0.32 [0.15, 0.48]	0.41 [0.28, 0.54]	0.31 [0.19, 0.44]	0.39 [0.29, 0.49]	0.4 [0.29, 0.5]
CFS2	0.43 [0.13, 0.73]	0.41 [0.18, 0.65]	0.45 [0.2, 0.7]	0.48 [0.25, 0.72]	0.69 [0.47, 0.92]
GEOS5	0.24 [0.13, 0.35]	0.3 [0.2, 0.4]	0.35 [0.24, 0.46]	0.35 [0.25, 0.46]	0.42 [0.31, 0.53]

A continuación, se presentará la relación de este parámetro (reg_Jan) con diferentes parámetros de la interacción océano atmósfera.

4.4.1. RETROALIMENTACIÓN OCÉANO-ATMOSFÉRICA MODELADA

a. Pre procesamiento (selección) de datos

Previo al análisis de la relación de reg_Jan con los índices de retroalimentación océano-atmósfera calculados en la sección 4.3.1, se seleccionarán y eliminarán algunos datos que no contribuyen con el análisis y que por el contrario lo enturbian.

Para ello se usará el nivel de confianza de los índices, tanto de los modelos como los observados. Todo índice de los modelos que tenga un intervalo de confianza que sea más del 50% mayor que el intervalo de confianza del índice observado, será ser excluido del análisis dado que se considera que tiene una incertidumbre demasiado alta que podría llevarnos a conclusiones incorrectas. Dado que los índices Ecrit y aHI, están relacionados y son ambos importantes para cuantificar el proceso de retroalimentación, basta que alguna IC cumpla esta condición con cualquiera de los dos índices para que se excluya del análisis. En las figuras 36 y 37, se grafican todos los datos separados por modelo y la selección se detalla en la Tabla 9.

Tabla 9. Datos incluidos (✓) y excluidos (✗) del análisis

modelo\IC	IC mayo	IC junio	IC julio	IC agosto	IC septiembre
CCSM3	✗	✓	✓	✓	✗
CCSM4	✓	✓	✓	✗	✓
CM2.1aer04	✗	✗	✗	✗	✗
CM2.5A	✓	✓	✗	✗	✗
CM2.5B	✓	✓	✓	✗	✗
CFS2	✓	✓	✓	✓	✓
GEOS5	✗	✓	✓	✓	✓

Es importante notar que, al igual que en las observaciones, los altos intervalos de confianza son principalmente por causa del corto número de eventos extremos ($E > E_{crit}$) que se tengan, ya que al hacer submuestras siguiendo el método del bootstrap, se tienen muchas probabilidades de tomar pocos o ninguno de los eventos extremos, lo que afecta el cálculo de Ecrit y aHI enormemente. Por ejemplo, en el modelo CM2.1, se eliminan todas las IC's debido a que el único evento que llega a simular como extremo es el de 1997-98 y por lo tanto hay pocos datos con $E > E_{crit}$ (Figura 31d y Figura 34d), lo que ocasiona tener tan grandes intervalos de confianza y lo contrario ocurre en el modelo CFS2, en el que se tiene intervalos de confianza muy pequeños debido a su gran número de members (que aumenta la cantidad de muestras por evento) y la cantidad de eventos extremos que tiene entre pronósticos malos y buenos (Figura 31b y Figura 34b).

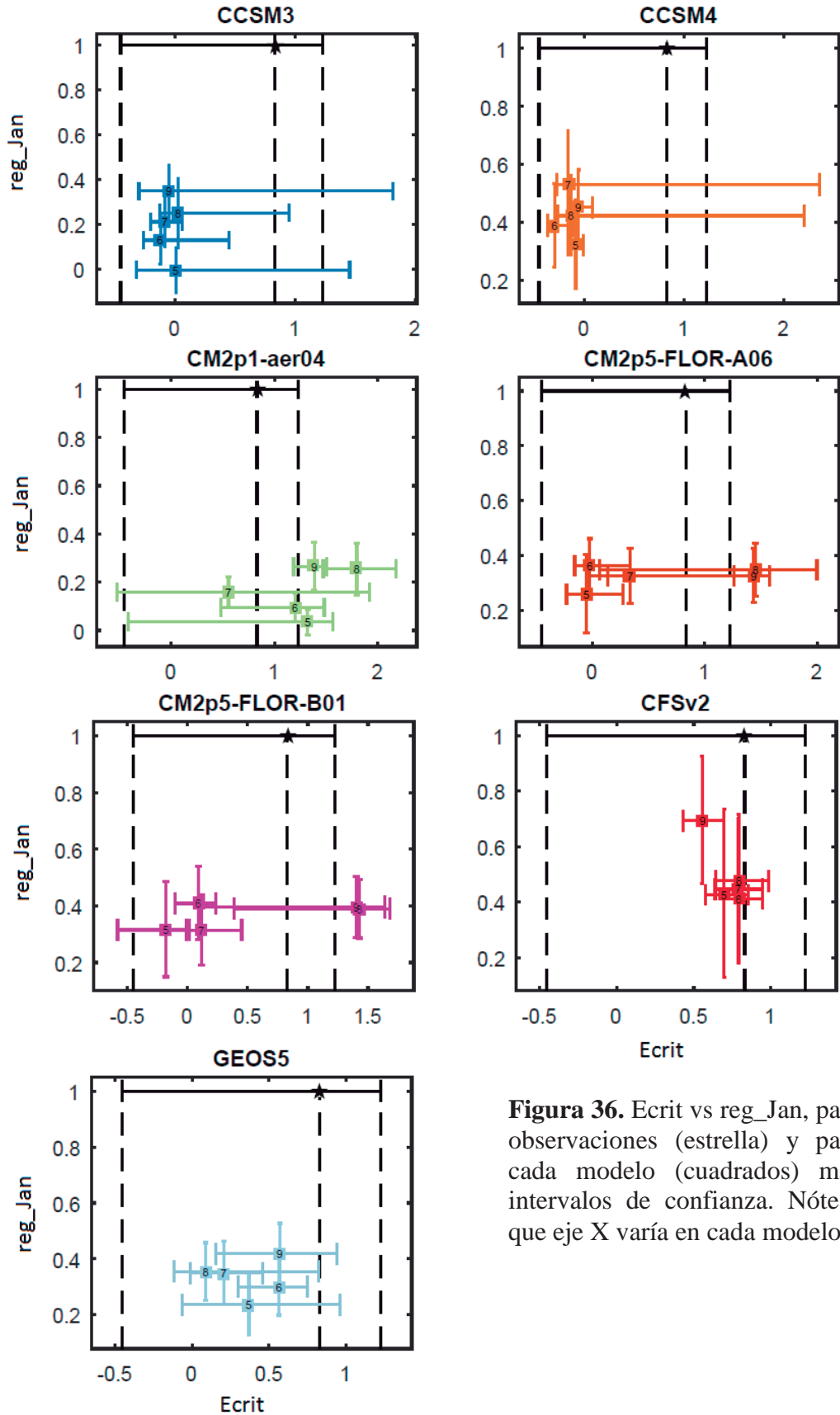


Figura 36. Ecrit vs reg_Jan , para observaciones (estrella) y para cada modelo (cuadrados) más intervalos de confianza. Nótese que eje X varía en cada modelo.

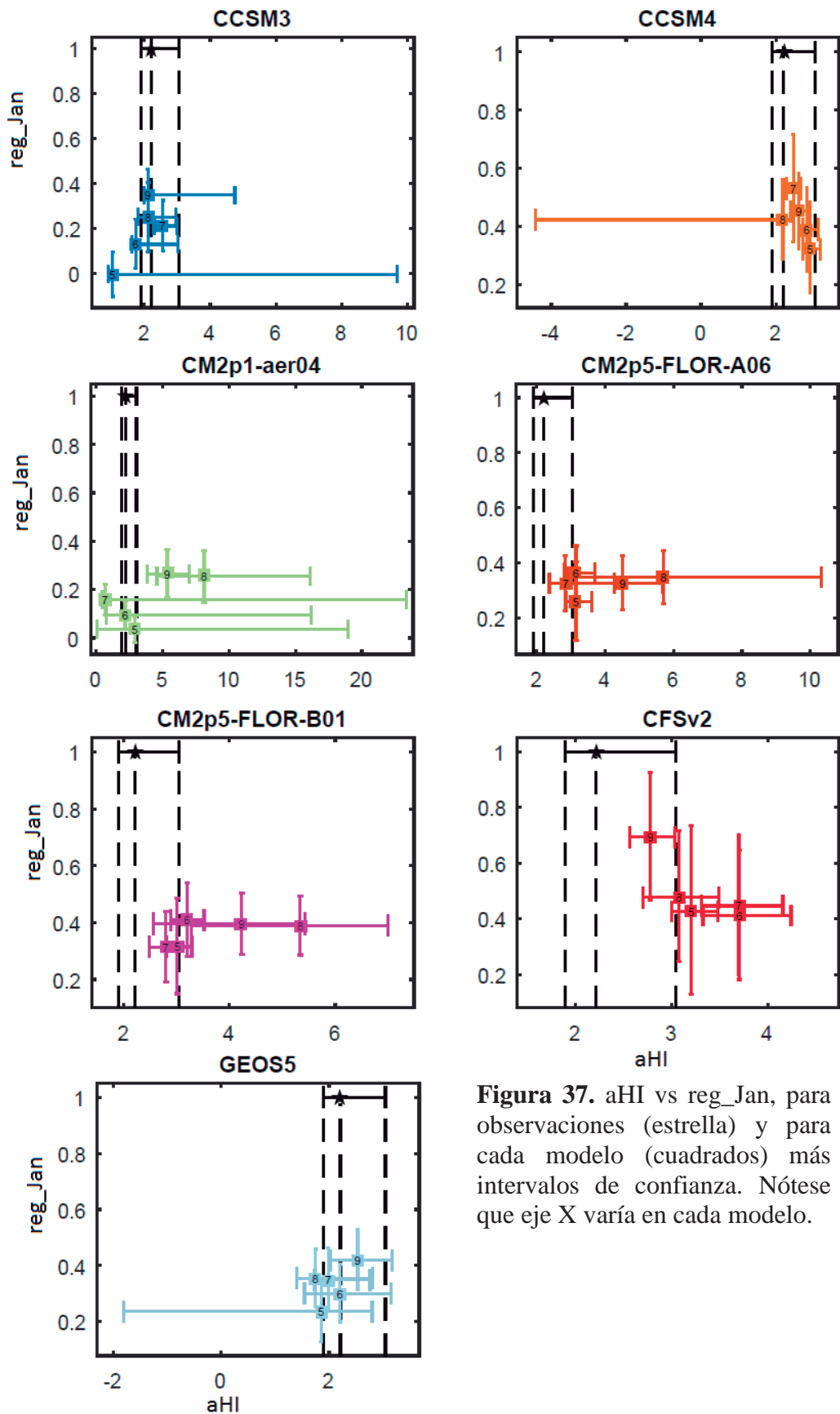


Figura 37. aHI vs reg_Jan , para observaciones (estrella) y para cada modelo (cuadrados) más intervalos de confianza. Nótese que eje X varía en cada modelo.

g. Análisis

Los modelos e IC's que pasaron la selección se grafican todos juntos en la Figura 38 y Figura 39 para ilustrar la relación de reg_Jan con Ecrit y aHI respectivamente.

De manera general, en ambos gráficos, ninguno de los puntos, cumple con la hipótesis planteada en la sección 3.2.4a por lo que no se encuentra evidencia de que estos índices de la retroalimentación sean un factor determinante en los pronósticos del índice E en ninguno de los modelos.

Más en detalle, en Ecrit (Figura 38), todos los datos tienen un intervalo de confianza que llega a estar dentro del intervalo de confianza de lo observado lo que significa que cabe la posibilidad de que el dato modelado y el observado no sean tan diferentes y según nuestra hipótesis, el valor de reg_Jan debería ser cercano a 1 cuando se tiene un Ecrit cercano al de las observaciones (lo que no ocurre en el diagrama), por otro lado esto también significa que sus variaciones (sobreestimaciones o subestimaciones) no sean lo suficientemente grandes como para analizar con certeza que sucede cuando se sobreestima o subestima este parámetro. Y en el caso de aHI (Figura 39), ocurre algo similar que con Ecrit, aunque aquí algunos datos como la IC de junio y julio del CFS2 llegan a ser superiores al aHI observado sin superponer su intervalo de confianza, y aun así estos no se ubican con valores de reg_Jan por encima de 1 como se esperaba en la hipótesis.

Hablando de la variación interna en cada modelo (entre IC's), tanto para Ecrit como para aHI, se tienen comportamientos muy distintos para cada modelo, por lo que no se puede decir con certeza si hay alguna causalidad en estas relaciones (podría ser solo azar), además en los modelos donde se quitaron algunos IC's del análisis, se tienen muy pocos datos, lo que causa que los valores de R^2 no sean tan creíbles como en el caso del modelo CM2.5-FLOR-B01 que tiene un valor de $R^2=1$ pero esto es porque son solo 2 datos.

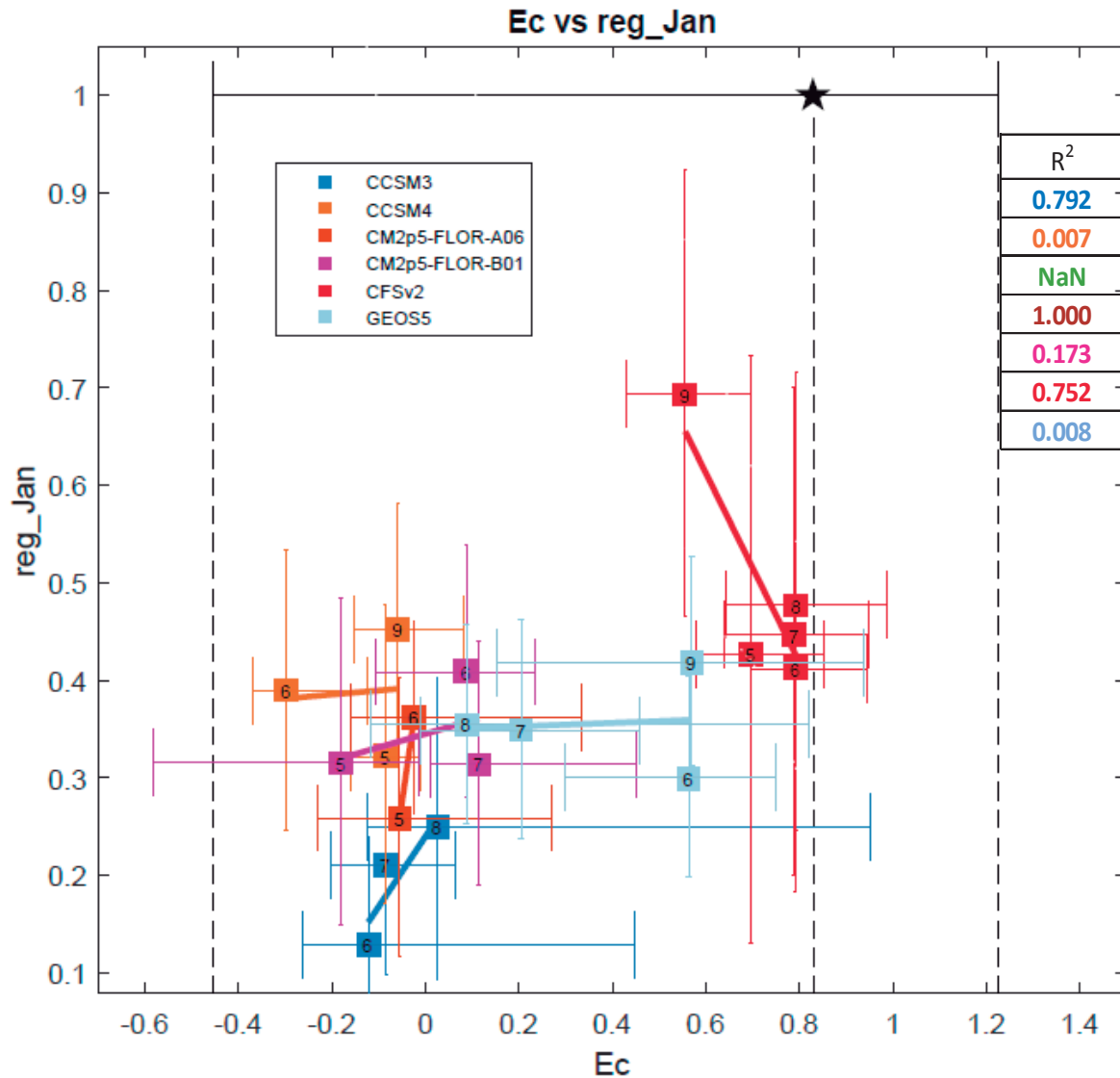


Figura 38. Diagrama de dispersión. E crítico de la retroalimentación entre la precipitación en el Pacífico este y el índice E (Ecrit) vs la pendiente de regresión lineal de E observado y E pronosticado (Reg_Jan). Cada punto indica un número correspondiente al mes de condición inicial. La estrella representa: Ecrit= 0.83 (valor observado) y reg_Jan=1(valor de un pronóstico ideal). Las barras horizontales y verticales son los intervalos de confianza de cada punto al 90%. En el cuadro insertado, están los valores de R^2 de cada una de las líneas de tendencia (asociadas por el color)

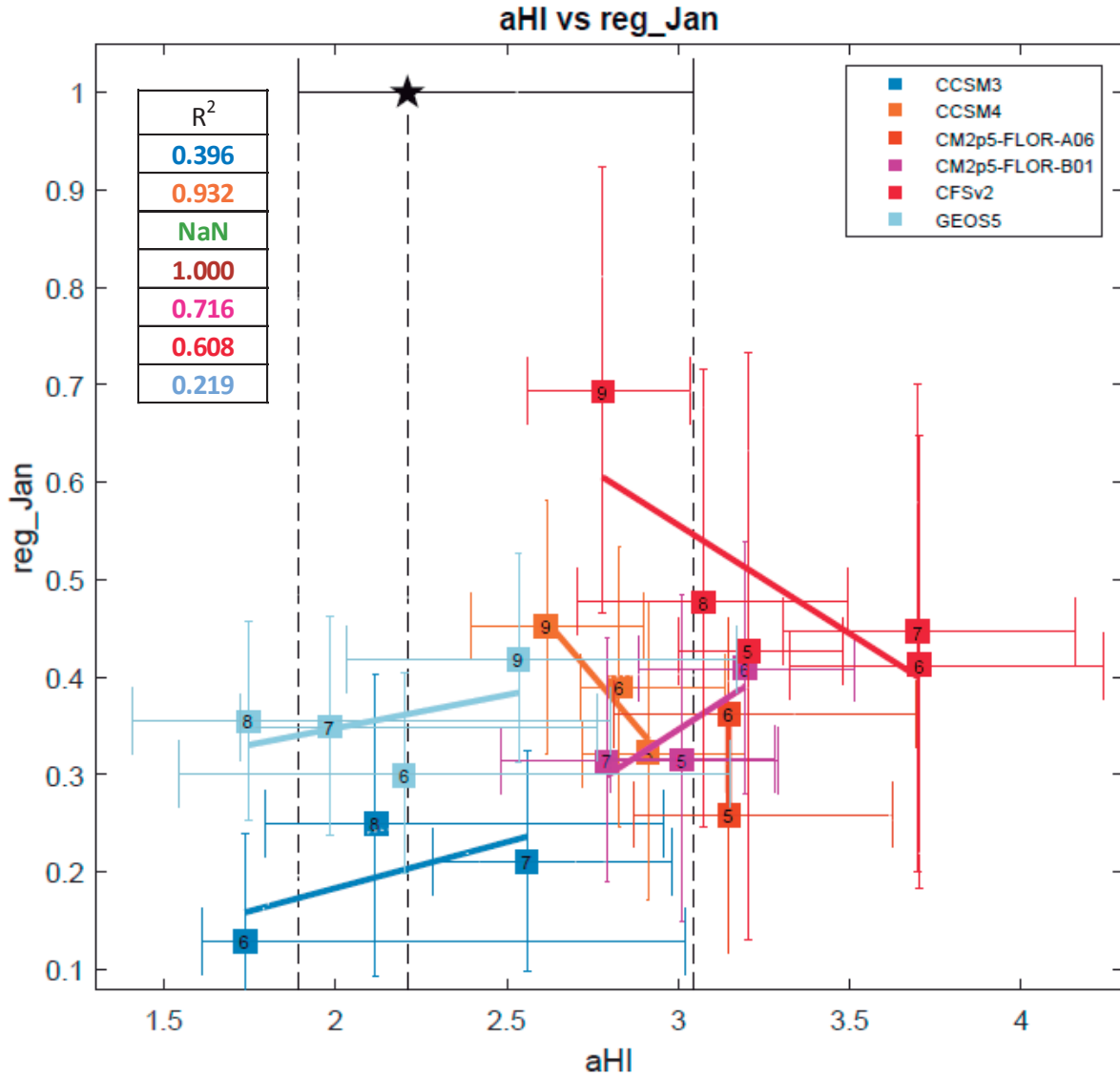


Figura 39. Diagrama de dispersión. Segunda pendiente de la retroalimentación entre la precipitación en el Pacífico este y el índice E (aHI) vs la pendiente de regresión lineal de E observado y E pronosticado (Reg_Jan). Cada punto indica un número correspondiente al mes de condición inicial. La estrella representa: aHI= 2.21 (valor observado) y reg_Jan=1(valor de un pronóstico ideal). Las barras horizontales y verticales son los intervalos de confianza de cada punto al 90%. En el cuadro insertado, están los valores de R^2 de cada una de las líneas de tendencia (asociadas por el color)

4.4.2. POSICIÓN DE LA PISCINA CÁLIDA DEL PACÍFICO ECUATORIAL

a. Pre procesamiento (selección) de datos

En este análisis, ninguno de los índices modelados llegó a superar en un 50% el intervalo de confianza de las observaciones, por lo que ninguno se excluyó del análisis. Más aún ninguno llegó a ser mayor, por lo que este análisis tiene más confiabilidad que los anteriores en cuanto al valor del índice modelado.

b. Análisis

Es así que en la Figura 40 se grafica la relación de la posición longitudinal de la piscina cálida durante los meses de maduración de El Niño (septiembre-enero) con la bondad de los pronósticos. El resultado es una relación mucho más clara que las vistas anteriormente.

En este diagrama, los modelos CFS2, GEOS 5 CM 2.1, CCSM3 y CCSM4 muestran una relación directa con la bondad del pronóstico lo que se denota en las pendientes positivas y sus altos valores ajuste (R^2) y en todos ellos, cuanto más se acerca la piscina cálida a su posición observada, los pronósticos de E se subestiman menos, lo que se traduce en que las pendientes estén dirigidas hacia la estrella (posición observada de la piscina cálida y $reg_Jan=1$). Y el hecho de que todos tengan una pendiente parecida y estén en el mismo cuadrante hacen que este sea un resultado consistente e indicio de que esta podría ser la causa principal de la subestimación de los valores de E en estos modelos.

Sin embargo, en los modelos CM 2.5-FLOR-B01 y CM 2.5-FLOR-A06 no ocurre lo mismo. La posición de la piscina cálida para todas las condiciones iniciales es la más cercana (entre todos los modelos) a la observada y la bondad del pronóstico es independiente de ello, lo que se ve reflejado en que todos los meses de condición inicial tienen un valor de reg_Jan similar. Esto podría ser porque se encuentran dentro del intervalo de confianza de la observación y tomar cualquier valor dentro de ese rango es un valor correcto. Entonces, lo que se puede deducir es que la posición de la piscina cálida no es un problema importante en este modelo ya que lo simula bien y por tanto los errores en sus pronósticos son por otras causas.

A partir de esto también se puede resaltar el hecho que los 3 modelos (GEOS 5 CM 2.1 y CCSM3) que más hacia el oeste pronostican el borde de la piscina cálida, son justamente los pertenecientes al grupo 2 de modelos definido en la sección 4.2, los cuales con leads altos no

pronostican valores altos de E lo cual queda confirmado con el menor valor de reg_Jan que toman los pronósticos cuanto más lead tiene el pronóstico. Mientras que en el grupo 1 (CFS2, CM 2.5-FLOR-B01, CM 2.5-FLOR-A06 y CCSM4), todos los meses de condición inicial en promedio, tienen la posición de la piscina cálida más parecida a la realidad y por lo tanto un valor de reg_Jan mayor.

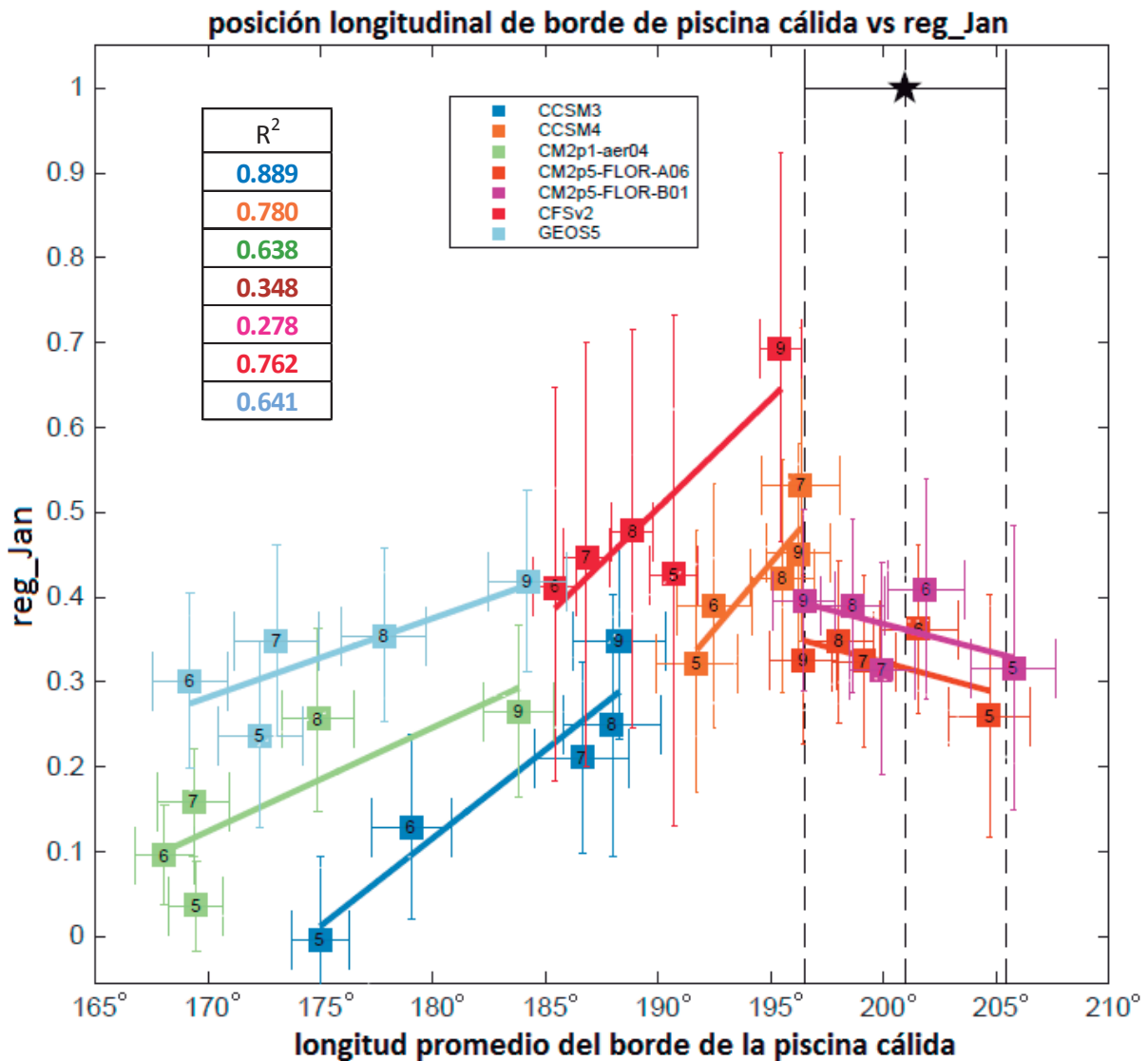


Figura 40. Diagrama de dispersión. Posición longitudinal del borde oeste de la piscina cálida del Pacífico (Picaut et. al 1996) vs la pendiente de regresión lineal de E observado y E pronosticado (Reg_Jan). Cada punto indica un número correspondiente al mes de condición inicial. La estrella representa los valores: longitud del borde de piscina cálida= 200.9 (valor observado) y reg_Jan=1(valor de un pronóstico ideal). Las barras horizontales y verticales son los intervalos de confianza (error estándar) de cada punto al 90%. En el cuadro insertado, están los valores de R^2 de cada una de las líneas de tendencia (asociadas por el color).

Para hacer esto más ilustrativo, en la Figura 41, se puede ver la distribución de TSM en todos los modelos y su variación con el lead. En esta figura se confirma que son los modelos GEOS 5, CCSM3 y CM 2.1, los que tienen el borde de la piscina cálida (isoterma de 28°C) más confinada hacia el oeste con el mes de condición inicial de mayo (leads más altos) y solo cuando el mes de condición es más cercano a setiembre, se simula una posición más próxima a la realidad que se observa en la Figura 12. Por el contrario, los modelos CFS 2, CCSM4, CM2.5-FLOR B01 y CM2.5 FLOR A06 conservan el borde de la piscina cálida más parecido a la realidad a pesar que cambie el mes de condición inicial. Es importante notar también que los modelos que tienen la piscina cálida más al oeste, tienen también temperaturas promedio muy bajas en el Pacífico central-este, llamado error de lengua fría el cual es un error común en los modelos acoplados (Li & Xie, 2014), lo cual también se puede observar en el análisis de los errores durante estos meses en la sección 4.1. Este error sugiere que podrían necesitarse anomalías de TSM muy grandes para alcanzar valores de TSM en esta región para que puedan gatillar la convección intensa y por ende la retroalimentación de Bjerknes intensa que necesita un evento EN extraordinario para desarrollarse. En ese sentido, el valor positivo de Ecrit observada en el Pacífico oriental se habría extendido hacia el central en los modelos.

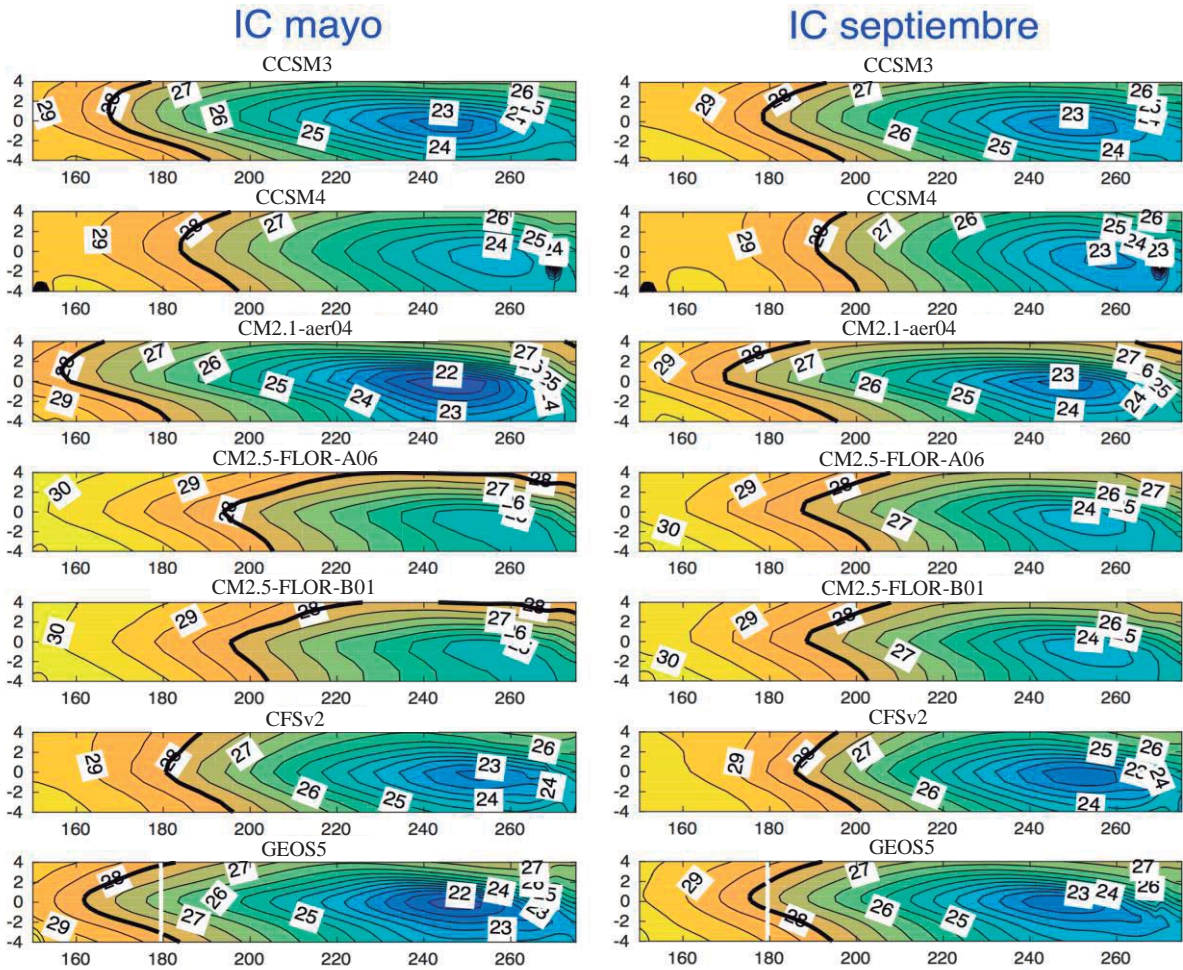


Figura 41. TSM promedio en Pacífico ecuatorial tropical en los diferentes modelos (filas) para los meses objetivo de septiembre a enero con condiciones iniciales de mayo (izquierda) y septiembre (derecha). El borde este de la piscina cálida (isoterma de 28°C) está resaltado.

4.5. ROL DE PREDICTORES EN LAS SIMULACIONES

En el modelo CFS 2, la presencia de fuertes anomalías de viento del oeste en agosto en la zona del Pacífico central-oeste (tauxC) es un buen predictor qué members producen mayor calentamiento en verano (Figura 42). Con condición inicial de mayo, la probabilidad de llegar a $E > 1.8$ en enero dado $\text{tauxC} > 3.4 \times 10^{-2} \text{ N m}^{-2}$ en agosto es de 90%, pero con condiciones iniciales de junio, julio y agosto la probabilidad disminuye a un rango de 70 y 80%. Sin embargo, con $\text{tauxC} > 4 \times 10^{-2} \text{ N m}^{-2}$ en agosto, la probabilidad es mayor a 90% para todas las condiciones iniciales, mientras que para valores de tauxC menores a $1 \times 10^{-2} \text{ N m}^{-2}$, la

probabilidad es de menos de 10%. Cabe resaltar que la mayoría de los miembros que tienen un valor de $E > 1.8$ tienen también un valor de tauxC muy cercano a lo que ocurrió en los eventos de 1982-83, 1997-98 y 2015-16. La mayor parte de los miembros que presentaron $E > 1.8$ en enero, pero un menor valor de tauxC en agosto ($\sim 2 \times 10^{-2} \text{ N m}^{-2}$) fueron los del evento de 2009-10, posiblemente por el error del CFSv2 a partir de 1999 en el que la temperatura del mar se incrementa exageradamente debido a cambios en los datos usados para inicializar el modelo (Kumar et. al 2012), lo que afecta la predictibilidad de los eventos EN en este período (Xue et. al. 2013)

Con respecto al contenido de calor (Figura 43), los resultados muestran que la probabilidad de generar $E > 1.8$ con anomalías de contenido de calor (representado como la profundidad promedio de la isoterma de 20°C a lo largo del Pacífico ecuatorial) mayores a 3m es de aproximadamente 20% para todos los meses de condición inicial, lo que indica que esta variable no sirve como predictora de la ocurrencia de un evento EN extraordinario. Sin embargo, entre el 90 y 100% de los miembros que tienen un valor de $E > 1.8$ tienen como mínimo +3m de profundidad, lo que demuestra que esta es una condición necesaria para generar valores de E altos en verano, pero no determinante para el calentamiento ya que hay pronósticos valores muy altos de contenido de calor en el año 1982-83 en los que el calentamiento (índice E) en verano se queda muy corto. Dicho de otro modo, un valor de anomalía de contenido de calor menor +3m es un buen predictor de que no va a ocurrir un evento EN extraordinario en este modelo.

Es importante resaltar que al comparar el pronóstico de contenido de calor para agosto del promedio del ensemble con las observaciones nos podemos dar cuenta que el pronóstico desde condiciones iniciales mayo (lead de 3 meses) es muy bueno (y comprensiblemente mejor a medida que nos acercamos a las condiciones iniciales de agosto) para todos los años resaltados (1982-83, 1997-98, 2009-10 y 2015-16); lo que podría ser debido a que son leads relativamente cortos sin embargo, el valor de E para enero, el cual es un mes más alejado (leads entre 8 y 5 meses desde condiciones iniciales de mayo y agosto respectivamente), difiere mucho en los años 1982-83 (caso de subestimación) y 2009-10 (caso de sobreestimación).

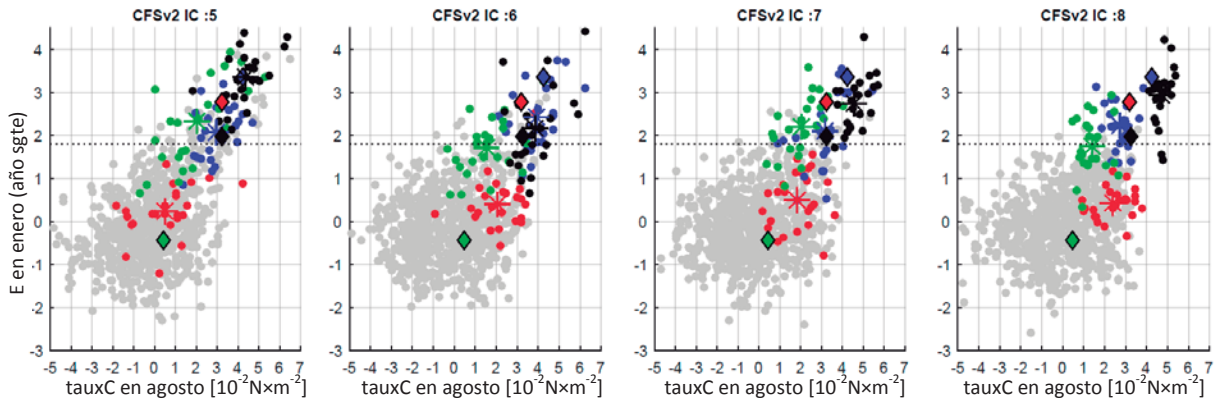


Figura 42. Modelo CFS2. τ_{aC} en agosto vs E en enero próximo para los meses de condición inicial de mayo, junio, julio, agosto y septiembre (de izquierda a derecha). Resaltados los años 1982-83 (rojo), 1997-98 (azul), 2009-10 (verde) y 2015-16 (negro). Asteriscos=promedio del ensemble, rombos=observaciones, puntos= members

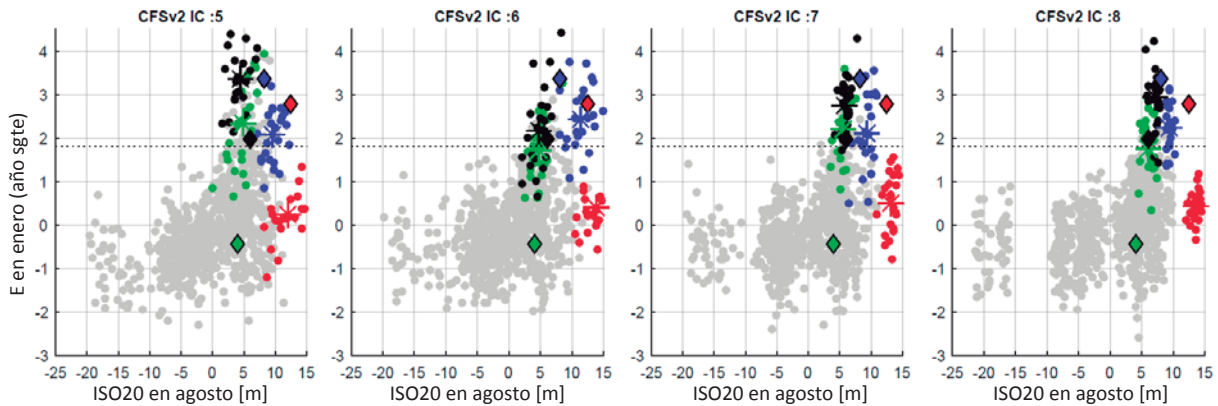


Figura 43. Modelo CFS2. Profundidad promedio de la isoterma de 20°C en el Pacífico ecuatorial en agosto vs E en enero próximo para los meses de condición inicial de mayo, junio, julio, agosto y septiembre (de izquierda a derecha). Resaltados los años 1982-83 (rojo), 1997-98 (azul), 2009-10 (verde) y 2015-16 (negro). Asteriscos=promedio del ensemble, rombos=observaciones, puntos= members

En el modelo GEOS 5 la situación es distinta. Cabe primero resaltar que con muy pocos (menos de 5), los miembros que llegan a superar el valor de $E > 1.8$ en verano, pero igual se procederá a analizar el rol de los predictores probabilísticamente.

En primer lugar, el rol del predictor de viento (Figura 44) no es tan claro. Con anomalías de τ_{aC} mayores a $3.4 \times 10^{-2} \text{ N m}^{-2}$, la probabilidad de llegar a un valor de $E > 1.8$ en enero oscila entre 10 y 30% para todas las condiciones iniciales mostradas. Sin embargo, cabe resaltar que

los mayores valores de E en enero se dan en presencia de los valores de tauxC más altos pronosticados como se observa en los pronósticos de los años de 1997-98 y 2015-16, cuantitativamente, los pocos members que superan el valor de $E > 1.8$ tienen un valor de tauxC mayor a $3.4 \times 10^{-2} \text{ N m}^{-2}$.

Por otro lado, el contenido de calor en agosto tampoco es un predictor del calentamiento en enero, ya que hay solo una probabilidad de 3% que ocurra $E > 1.8$ enero con anomalías de contenido de calor mayor a +5m. Sin embargo, al igual que el modelo CFS 2, esta sí es una condición necesaria ya que todos (100%) en los miembros que superan $E > 1.8$ en enero, tienen anomalías de contenido de calor por encima de +5m, por lo que se confirma que en este modelo también se necesita condiciones de contenido de calor almacenado para generar calentamiento en verano y que con valores por debajo de +5m podemos tener la certeza de que no ocurrirá un evento EN extraordinario.

En este modelo también el pronóstico de contenido de calor para agosto es bueno en los años resaltados a diferencia del pronóstico del índice E que es subestimado en todos los años de eventos EN extraordinario lo que es probablemente debido (al igual que en el modelo CFS 2) a que es un lead corto (de 0 a 3 meses desde condiciones iniciales de agosto y mayo respectivamente) comparado con el pronóstico del índice E (de 5 a 8 meses desde condiciones iniciales de agosto y mayo respectivamente).

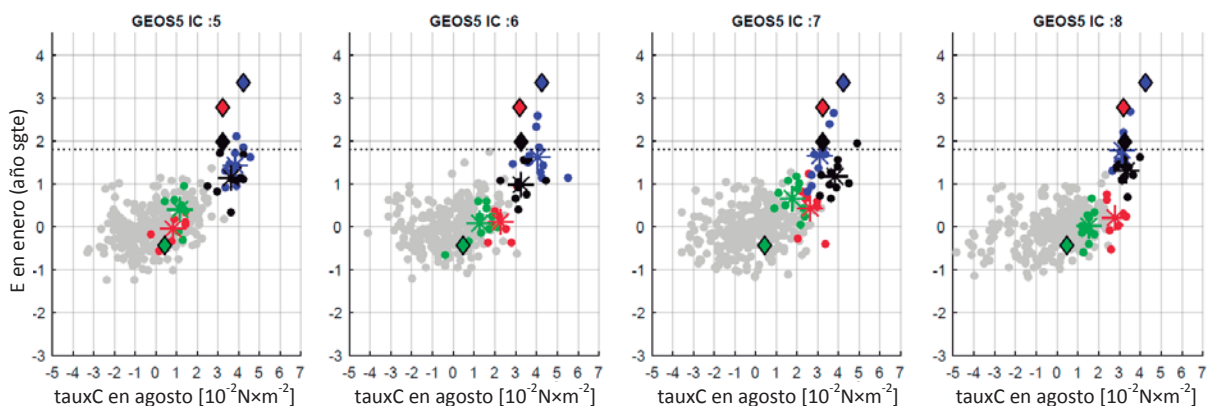


Figura 44. Igual que la **Figura 42** para el modelo GEOS 5

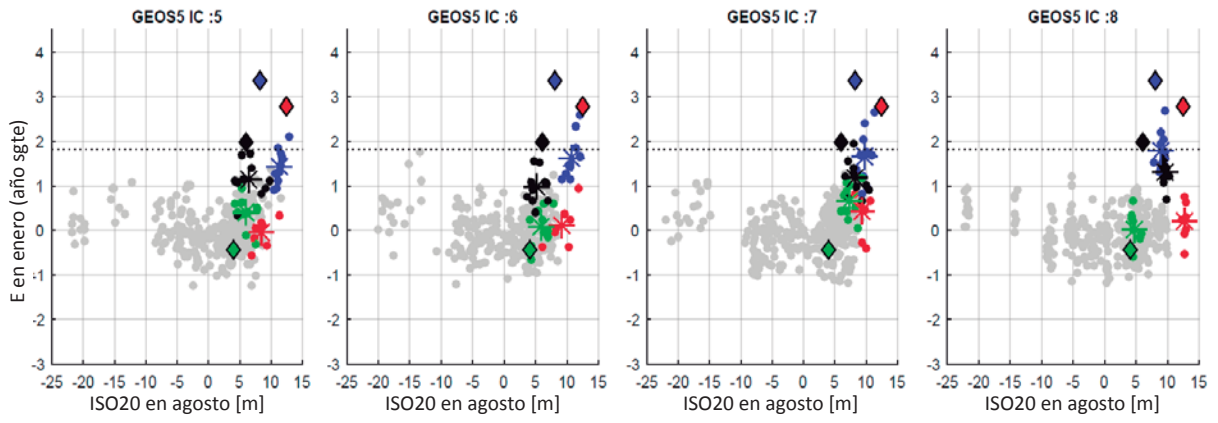


Figura 45. Igual que la Figura 43 para el modelo GEOS 5

V. CONCLUSIONES

1. Los modelos analizados tienen errores sistemáticos en la TSM promedio en el Pacífico ecuatorial que dependen del ciclo estacional. Entre los meses de agosto y enero, los modelos tienen errores comunes: sobreestiman cerca a la costa de Sudamérica y subestiman en el Pacífico central y oeste (excepto los modelos CM2.5-FLOR-A06 y CM2.5-FLOR-B01 en esto último). En los meses restantes, los errores difieren entre modelos. Cuando los errores sistemáticos se analizan por *lead* (tiempo de anticipación en el pronóstico), en general no se encuentran comportamientos comunes entre los modelos.
2. En la comparación de los índices E y C (índices de TSM en el Pacífico Este y Central, respectivamente) observados con los pronosticados (corregidos por el error sistemático) de los modelos, se evidenció que con poco *lead* (hasta un mes) se pronostica razonablemente bien el tipo (según patrón espacial) de El Niño, pero a *leads* mayores, los pronósticos tienden a un solo tipo de El Niño y se evidencia una separación de los modelos en dos grupos: el GRUPO 1 que pronostica eventos El Niño extraordinario con un patrón de El Niño en el Pacífico oriental y el GRUPO 2, que pronostica, en su mayoría eventos con un patrón más parecido a El Niño en el Pacífico central.
3. En cuanto a la retroalimentación océano-atmosférica en el Pacífico Este, se encontró una respuesta no lineal de la lluvia y vientos al calentamiento del mar durante los meses de maduración de El Niño (septiembre a enero), en las observaciones y modelos, consistente con Takahashi & Dewitte (2015). Sin embargo, se encontró que los parámetros de la relación tienen alta incertidumbre debido al poco número de eventos El Niño extraordinario en la muestra. La evolución temporal de la retroalimentación en los pronósticos hechos por los modelos se observó una proporcionalidad equivocada entre las anomalías de viento y precipitación y el índice E, con la excepción del modelo CFS2.

4. Todos los modelos subestiman los valores de E. En promedio, los modelos del GRUPO 2 subestiman más que el GRUPO 1. El análisis de la relación entre índices de la interacción océano-atmósfera característica de cada modelo con la bondad de los pronósticos del índice E en enero (cuantificada con reg_Jan) indicó lo siguiente:
 - No se encontró que el umbral de calentamiento (Ecrit) o la intensidad de la retroalimentación no lineal (aHI) tengan una relación significativa con reg_Jan .
 - Las simulaciones de los modelos que en promedio tienen la piscina cálida más al oeste, subestiman más reg_Jan . La excepción son los modelos CM2.5-FLOR-B01 y CM2.5-FLOR-A06 que subestiman reg_Jan pero tienen el borde de la piscina cálida bien localizada.

5. El análisis de predictores de eventos El Niño extraordinario se centró en el esfuerzo de viento zonal ecuatorial en el Pacífico central-oeste ($tauxC$) y el contenido de calor oceánico ecuatorial en agosto e indicó lo siguiente:
 - En el modelo CFS2 $tauxC$ sí tiene un rol de predictor de El Niño extraordinario. Tener contenido de calor positivo es una condición necesaria pero no suficiente.
 - En el modelo GEOS 5, $tauxC$ no tiene un rol de predictor de El Niño extraordinario. Tener contenido de calor positivo es una condición necesaria pero no suficiente.

VI. RECOMENDACIONES

- Hacer un análisis similar de la respuesta de la lluvia y vientos al calentamiento, pero sin usar anomalías como se hizo en el presente estudio, sino valores absolutos de las variables para evaluar directamente los valores de temperatura crítica que gatillan la lluvia y vientos más intensos.
- En el caso del modelo CFS2 sería conveniente hacer la corrección de errores sistemáticos separada para los períodos de 1982-1999 y 2000-2015 debido a que tiene un error no estacionario a partir de 1999 y que está documenta en Kumar et. al (2012).
- Se recomienda extender el análisis de precursores de eventos El Niño extraordinario y retroalimentación con otros modelos, para lo cual se deberá conseguir los datos necesarios.

VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ashok, K; Behera, SK; Rao, SA; Weng, H; Yamagata, T. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection. *Journal of Geophysical Research*.

Barnston, A.; Glantz, M.; He, Y. 1999. Predictive skill of statistical and dynamical climate models in SST forecasts during the 1997–98 El Niño episode and the 1998 La Niña onset. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 80, 217–243.

Behringer, D.; Xue, Y. 2004. Evaluation of the global ocean data assimilation system at NCEP: the Pacific Ocean. Preprints, eighth symposium on integrated observing and assimilation systems for atmosphere, ocean and land surface, Seattle, WA, American Meteorological Society, pp 11–15. [Disponible en <http://ams.confex.com/ams/84Annual/webprogram/Paper70720.html>].

Bjerknes, J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Monthly Weather Review*, 97 (3), pp163-172.

Capotondi, A.; Wittenberg, A.; Newman, M.; Di Lorenzo, E.; Yu, J.; Braconnot, P.; Cole, J.; Dewitte, B.; Giese, B.; Guilyardi, E.; Jin, F.; Karnauskas, K.; Kirtman, B.; Lee, T.; Schneider, N.; Xue, Y.; Yeh, S. 2015. Understanding ENSO Diversity. *Bulletin of American Meteorological Society*; 96(6), pp.921-938.

Collins, M.; An, S.; Cai, W.; Ganachaud, A.; Guilyardi, E.; Jin, F.; Jochum, M.; Lengaigne, M.; Power, S.; Timmermann, A.; Vecchi G.; Wittenberg, A. 2010. The impact of global warming on the tropical Pacific Ocean and El Niño. *Nature Geoscience*. 3, pp391–397.

Collins, W.; Bitz, C.; Blackmon, M.; Bonan, G.; Bretherton, C.; Carton, J.; Chang, P.; Doney, S.; Hack, J.; Henderson, T.; Kiehl, J.; Large, W.; McKenna, D.; Santer, B.; Smith, R. 2006.

The Community Climate System Model Version 3 (CCSM3). *Journal of Climate*, 19(11), pp.2122-2143.

Corporación Andina de Fomento. 2000. El Fenómeno El Niño 1997- 1998. Memoria, retos y soluciones. Volumen V: Perú.

Delworth, T.; Broccoli, A.; Rosati, A.; Stouffer, R.; Balaji, V.; Beesley, J.; Cooke, W.; Dixon, K.; Dunne, J.; Dunne, K.; Durachta, J.; Findell, K.; Ginoux, P.; Gnanadesikan, A.; Gordon, C.; Griffies, S.; Gudgel, R.; Harrison, M.; Held, I.; Hemler, R.; Horowitz, L.; Klein, S.; Knutson, T.; Kushner, P.; Langenhorst, A.; Lee, H.; Lin, S.; Lu, J.; Malyshev, S.; Milly, P.; Ramaswamy, V.; Russell, J.; Schwarzkopf, M.; Shevliakova, E.; Sirutis, J.; Spelman, M.; Stern, W.; Winton, M.; Wittenberg, A.; Wyman, B.; Zeng, F. and Zhang, R. 2006. GFDL's CM2 Global Coupled Climate Models. Part I: Formulation and Simulation Characteristics. *Journal of Climate*, 19(5), pp.643-674.

Friedman, JH. 1991. Multivariate adaptive regression splines. *Annals of Statistics* 19(1):1-67

Fu, C.; Diaz, H.; Fletcher J. 1986. Characteristics of the response of sea surface temperature in the central Pacific associated with warm episodes of the Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1716- 1738.

Gent, P.; Danabasoglu, G.; Donner, L.; Holland, M.; Hunke, E.; Jayne, S.; Lawrence, D.; Neale, R.; Rasch, P.; Vertenstein, M.; Worley, P.; Yang, Z. and Zhang, M. 2011. The Community Climate System Model Version 4. *Journal of Climate*, 24(19), pp.4973-4991.

Graham, N.; Barnett, T. 1987. Sea surface temperature, surface wind divergence, and convection over tropical oceans. *Science* 238, 657_659.

Jekabsons, G. 2015. ARESLab: adaptive regression splines toolbox for Matlab/Octave v. 1.10.0, Reference Manual.

Jin, F.-F.1997. An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model. *J. Atmos. Sci.*, 54, 811-829.

Kirtman, B.; Min, D.; Infanti, J.; Kinter, J.; Paolino, D.; Zhang, Q.; van den Dool, H.; Saha, S.; Mendez, M.; Becker, E.; Peng, P.; Tripp, P.; Huang, J.; DeWitt, D.; Tippett, M.; Barnston, A.; Li, S.; Rosati, A.; Schubert, S.; Rienecker, M.; Suarez, M.; Li, Z.; Marshak, J.; Lim, Y.; Tribbia, J.; Pegion, K.; Merryfield, W.; Denis, B.; Wood, E. 2014. The North American Multimodel Ensemble: Phase-1 Seasonal-to-Interannual Prediction; Phase-2 toward Developing Intraseasonal Prediction. *Bulletin of American Meteorological Society*. 95(4), pp.585-601.

Kug, JS; Jin FF; An, SI. (2009) Two types of El Niño events: cold tongue El Niño and warm pool El Niño. *Journal of Climate* 22:1499–1515.

Kumar, A.; Chen, M.; Zhang, L.; Wang, W.; Xue, Y.; Wen, C.; Marx, L.; Huang, B. 2012. An Analysis of the Nonstationarity in the Bias of Sea Surface Temperature Forecasts for the NCEP Climate Forecast System (CFS) Version 2. *Mon. Wea. Rev.*, 140(9), pp.3003-3016.

Landsea, C.; Knaff, J. 2000. How much skill was there in forecasting the very strong 1997–98 El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 81, 2107–2119.

Larkin, N, Harrison, D. 2005. Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El Niño autumn and winter. *Geophysical Research Letters* 32: L16705.

Li, G.; Xie, S. 2014. Tropical Biases in CMIP5 Multimodel Ensemble: The Excessive Equatorial Pacific Cold Tongue and Double ITCZ Problems*. *Journal of Climate*, 27(4), pp.1765-1780.

Magnusson, L.; Alonso-Balmaseda, M.; Corti, S.; Molteni, F.; Stockdale, T. 2012. Evaluation of forecast strategies for seasonal and decadal forecasts in presence of systematic model errors. *Climate Dynamics*. 41(9-10), pp.2393-2409.

Meinen, C.S.; McPhaden, M. 2000. Observations of warm water volume changes in the equatorial Pacific and their relationship to El Niño and La Niña. *J. Clim.*, 13, 3551- 3559.

Philander, G. 1990. El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation. San Diego. Academic Press.

Picaut, J.; Ioualalen, M.; Menkes, C.; Delcroix, T.; McPhaden, M. 1996. Mechanism of the Zonal Displacements of the Pacific Warm Pool: Implications for ENSO. *Science*, 274(5292), pp.1486-1489.

Reupo, J.; Takahashi, K. 2014. Validación de pronósticos con modelos globales: Correlaciones de TSM (1982-2010). Boletín Técnico “Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño”. Vol. 1, N°1, 8-9.

Saha, S.; Moorthi, S.; Wu, X.; Wang, J.; Nadiga, S.; Tripp, P.; Behringer, D.; Hou, Y.; Chuang, H.; Iredell, M.; Ek, M.; Meng, J.; Yang, R.; Mendez, M.; van den Dool, H.; Zhang, Q.; Wang, W.; Chen, M. and Becker, E. 2014. The NCEP Climate Forecast System Version 2. *Journal of Climate*, 27(6), pp.2185-2208.

Smith, T.; Reynolds, R.; Peterson, T.; Lawrimore, J. 2008. Improvements to NOAA’s Historical Merged Land–Ocean Surface Temperature Analysis (1880–2006). *Journal of Climate*, 21(10), pp.2283-2296.

Sud, Y.; Walker, G.; & Lau, K-M. 1999. Mechanisms regulating sea-surface temperatures and deep convection in the tropics. *Geophysical Research Letters* 26,1019-1022.

Takahashi, K; Montecinos, A; Goubanova, K; Dewitte, B. 2011. ENSO regimes: reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophysical Research Letters*. 38(10).

Takahashi, K.; Martínez, R.; Montecinos, A.; Dewitte, B.; Gutiérrez, D.; Rodríguez-Rubio, E. 2014. White Paper #8a Regional applications of observations in the eastern Pacific: Western South America. Report of the Tropical Pacific Observing System 2020 Workshop (TPOS 2020), La Jolla, United States, 27-30 January 2014, GCOS report 184, vol. 2, 171-205. [Disponible en http://www.wmo.int/pages/prog/gcos/Publications/gcos-184_II.pdf].

Takahashi, K and Dewitte, B. 2015. Strong and moderate nonlinear El Niño regimes. *Climate Dynamics*. 46(5-6), pp1627-1645.

Vecchi, G.; Delworth, T.; Gudgel, R.; Kapnick S.; Rosati A.; Wittenberg, A.; Zeng, F.; Anderson, W.; Balaji, V.; Dixon, K.; Jia L.; Kim H.-S.; Krishnamurthy L.; Msadek R.; Stern W.; Underwood S.; Villarini, G.; Yang, X. and Zhang, S. 2014. On the seasonal forecasting of regional tropical cyclone activity. *Journal of Climate*, 27, 7994–8016.

Wilks, D. 2006. *Statistical Methods in the Atmospheric*. Second edition Department of Earth and Atmospheric Sciences Cornell University. Academic Press is an imprint of Elsevier.

Wittenberg, A. 2009. Are historical records sufficient to constrain ENSO simulations? *Geophysical Research Letters* 36: L12702.

Wyrtki, K. 1975. El Niño—The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing, *Journal of Physical Oceanography*, 5, pp572–594.

Xie, P.; Arkin, P. 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bulletin of American Meteorological Society*, 78, 2539 - 2558.

Xue, Y.; Chen, M.; Kumar, A.; Hu, Z.; Wang, W. 2013. Prediction Skill and Bias of Tropical Pacific Sea Surface Temperatures in the NCEP Climate Forecast System Version 2. *Journal of Climate*. 26(15), 5358-5378.

Zhang, C. 1993. Large-scale variability of atmospheric deep convection in relation to sea surface temperature in the tropics. *Journal of Climate*. 6, 1898-1913.

VIII. ANEXOS

Anexo 1. Retroalimentación océano-atmosférica en modelos para IC junio, julio y agosto.

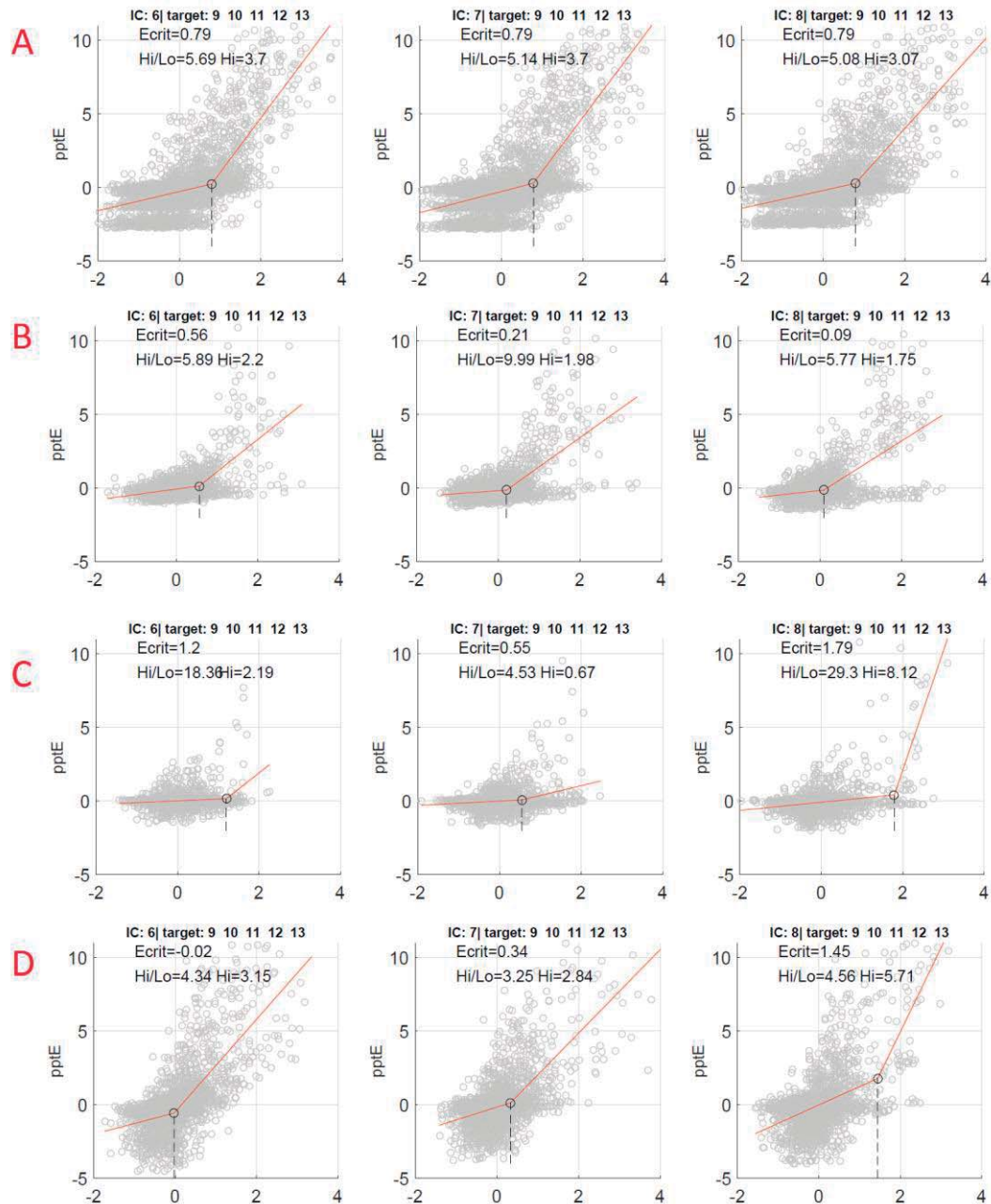
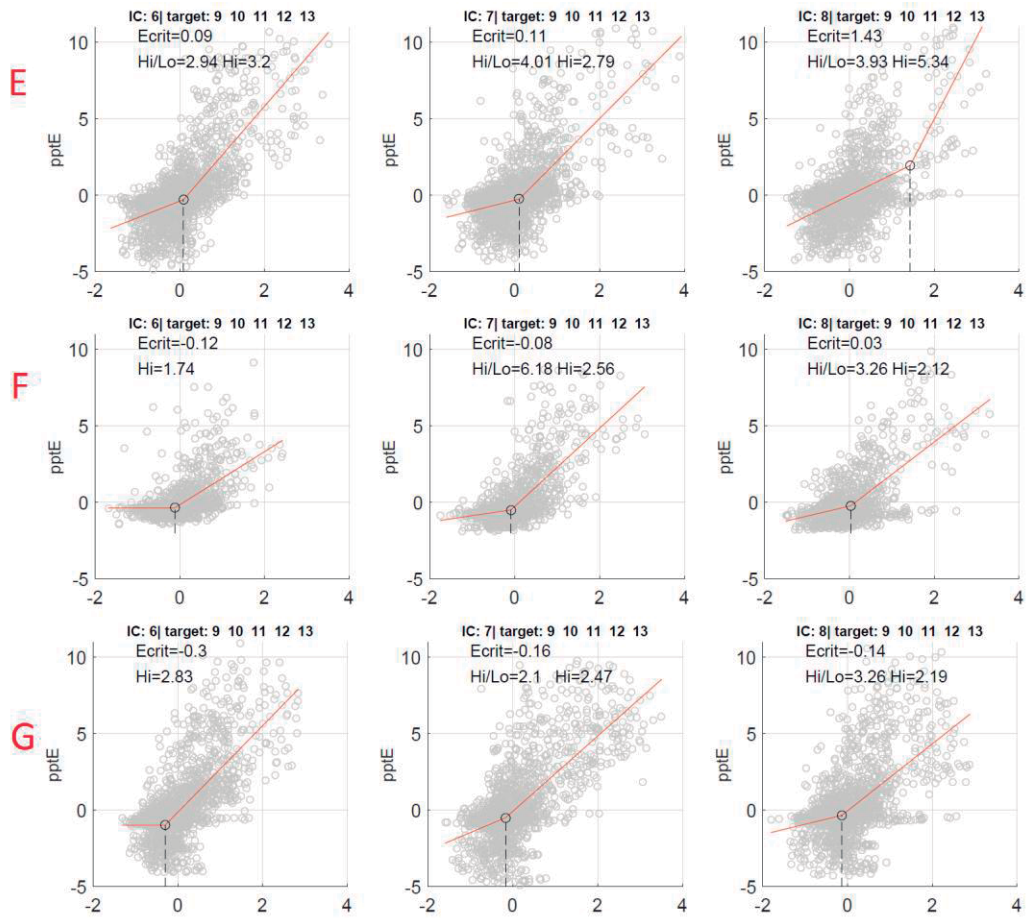


Figura 46. Retroalimentación en el Pacífico este (E vs pptE) de setiembre enero en todos los members de los modelos: (a) CFS2, (b) GEOS5, (c) CM2.1, (d) CM2.5-FLOR-A06, para las condiciones iniciales de junio (izquierda) julio (medio) y agosto (derecha) en cada uno de ellos.



Continuación de la **Figura 46**, para los modelos (e) CM2.5-FLOR-B01, (f) CCSM3 y (g) CCSM4.

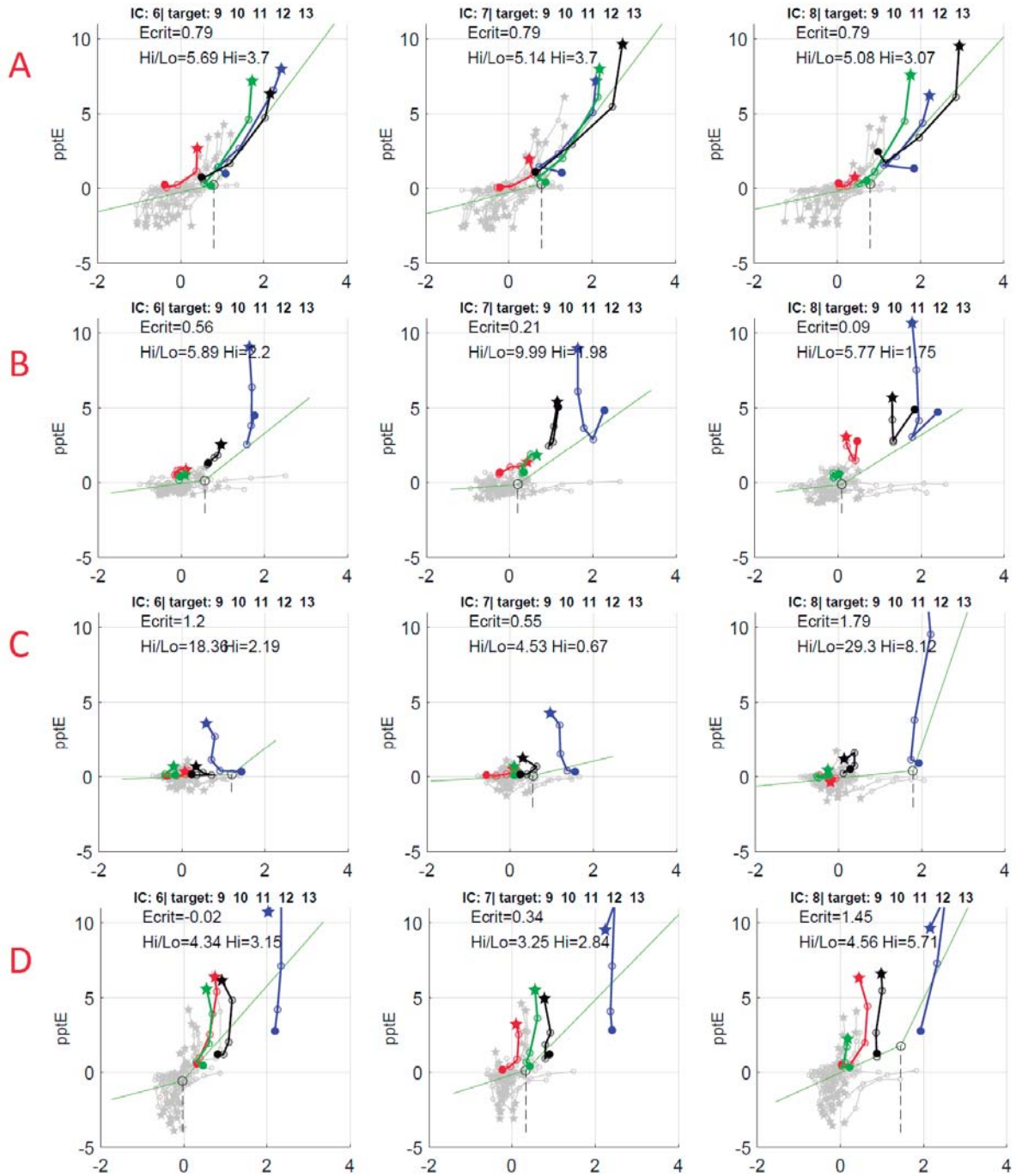
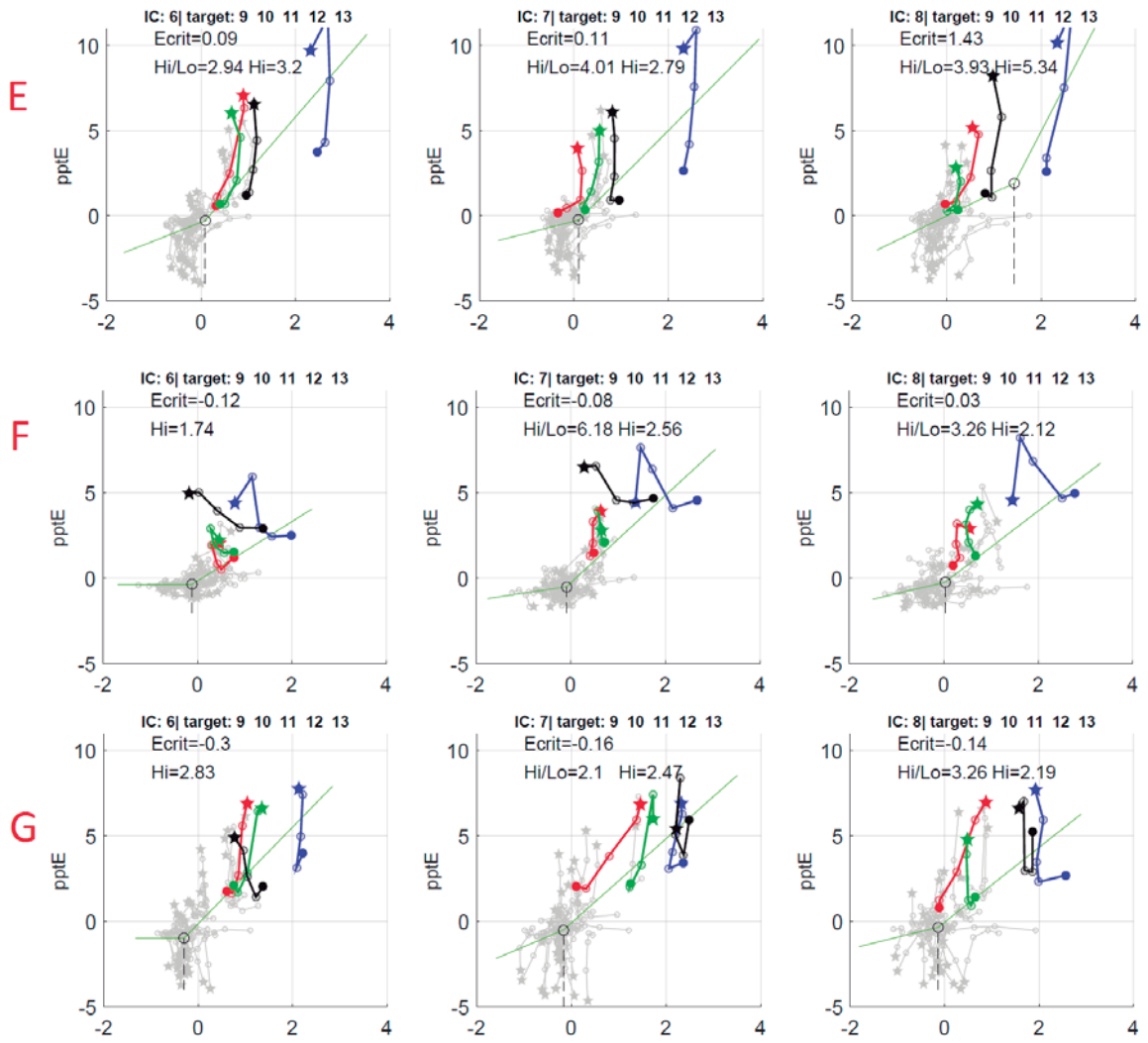


Figura 47. Trayectorias de evolución en el Pacífico este (E vs pptE) de setiembre enero promedio del ensemble en los modelos: (a) CFS2, (b) GEOS5, (c) CM2.1, (d) CM2.5-FLOR-A06, (e) CM2.5-FLOR-B01, (f) CCSM3 y (g) CCSM4 para las condiciones iniciales de junio (izquierda) julio (medio) y agosto (derecha) en cada uno de ellos.



Continuación de la **Figura 47**, para los modelos (e) CM2.5-FLOR-B01, (f) CCSM3 y (g) CCSM4.