



UNIVERSIDAD PERUANA
CAYETANO HEREDIA
ESCUELA DE POSGRADO

TÍTULO DEL TRABAJO DE INVESTIGACIÓN DE GRADO:

**EVALUACIÓN DE LAS SIMULACIONES
DEL HOLOCENO MEDIO
DE MODELOS DEL CMIP5 MEDIANTE
DATOS PALEOCEANOGRÁFICOS
Y SU IMPLICANCIA PARA
PROYECCIONES FUTURAS DE 4CO₂
PARA LAS CONDICIONES
AMBIENTALES FRENTE
A PERÚ.**

**TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS DEL MAR**

**BLGO. ROGER ENRIQUE
MANAY TORRES**

**LIMA – PERÚ
2018**

Asesor:
Bruno Turcq, PhD

Institut de Recherche pour le Développement-IRD
Laboratoire d'Océanographie et du Climat: Expérimentations et Analyses
Numériques (LOCEAN)-IPSL, Paris - Francia.

Universidad Peruana Cayetano Heredia-UPCH
Laboratorio de Ciencias del Mar, Maestría en Ciencias del Mar, Lima - Perú.

Co-Asesor:
Vincent Echevin, PhD

Institut de Recherche pour le Développement-IRD
Laboratoire d'Océanographie et du Climat : expérimentations et Approches
Numériques (LOCEAN) - UMR 7159

A todos quienes confiaron y aún confían en mí,
en especial a **Viviana, Mónica,**
Beatriz y Carmen.

A Roger Alamiro,
porque queda pendiente ir a tu laboratorio
y porque el interés hacia las ciencias viene de ti. Gracias.

AGRADECIMIENTOS

Mi especial reconocimiento y gratitud para el Dr. **Bruno Turcq**, quien con su conocimiento, experiencia y compromiso permitieron que culminara esta tesis, siendo siempre sus correcciones, observaciones y comentarios oportunos y objetivos.

Al Dr. **Vincent Echevin**, por su apoyo técnico y por las sesiones vía Skype, quien contribuyó en la tesis con sus opiniones críticas positivas. Al Dr. **Hervé Demarcq**, quién me facilitó datos sobre productividad cuando urgió. A todos los Dres. de la Maestría de Ciencias del Mar, por su grandioso trabajo y conocimientos brindados como Profesores.

A la beca obtenida a través de **CienciActiva** y financiada por el **FONDECYT-CONCYTEC**, la que me permitió realizar esta maestría, otro hito alcanzado en mi carrera profesional-académica. A las instituciones como: **UPCH, IRD** e **IMARPE** que a través de sus instalaciones me permitieron desarrollar la presente investigación y confiaron en mí como alumno y becario.

A las distintos servidores y bases de datos libres en internet, a partir de los cuales pude realizar la tesis de maestría, siendo: el nodo internacional **ESFG** <https://esgf-data.dkrz.de/search/cmip5-dkrz/> (salidas de los modelos CMIP5); al **CMAP** *Precipitation data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at* <http://www.esrl.noaa.gov/psd/> (datos de precipitación);

a The **MYD17A2H** data product was retrieved from the online Data Pool, courtesy of the NASA Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC), USGS/Earth Resources Observation and Science (EROS) Center, Sioux Falls, South Dakota, <https://e4ftl01.cr.usgs.gov/MOLA/> (**MODIS**, datos para productividad); al **WOA** Sea Surface Temperature & Dissolved Oxygen *data provided by the NOAA/OCL/WOA09, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at*, <https://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA09/woa09data.html> (data para Temperatura Superficial del Mar y Concentración de Oxígeno en el mar).

A todas las personas que desde algún enfoque me apoyaron para que continúe con el desarrollo de la tesis hasta el final, entre ellos mis familiares. Es necesario hacer una mención honrosa a los amigos que conocí en la maestría, quienes me ayudaron a ver más allá de mi querido Chiclayo y de mis propias limitaciones personales, es decir, “**Los Graufvacos**”, en honor a nuestras clases intensas de oceanografía geológica. En especial a Karen, Claudia, Iván y Flavio.

También a los especialistas María, Gricel y Julián por su profesionalismo. Sin olvidar a mis amigos de siempre: Patricia, Matjory, P. Alejandra, Romina, Alberth, Pedro, Daniel y Alexis quienes desde diferentes partes del mundo se tomaron minutos u horas para ayudarme a no olvidar mis metas e ideales. *Gracias totales.*

FUENTE DE FINANCIAMIENTO

Esta tesis producto de los dos años de estudios en el programa de Maestría en Ciencias del Mar, desarrollada por la Universidad Peruana Cayetano Heredia, Lima – Perú, fue 100% financiada por el estado Peruano, a través del FONDECYT, mediante el programa de becas entre la universidad mencionada y CienciActiva, organismo del CONCYTEC

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** (a) Polen: un indicador proxy para clima sobre la tierra. Para intervalos jóvenes, el clima sobre la tierra puede ser reconstruido para cambios en la abundancia relativa de distintivos tipos de polen. (Cortesía de Alan Solomon, Environmental Protection Agency, Corvallis, OR) (b) Plancton: un proxy indicar del clima en el pasado. 4 tipos de restos de testas de plancton son comunes en sedimentos oceánicos: conchas de CaCO_3 están representados para foraminíferos planctónicos del tamaño de grano de arena (superior izquierda) y pequeños del tamaño de la arcilla llamados cocolitos(inferior izquierda); Conchas de SiO_2 del tamaño limo de diatomeas (superior derecha) y radiolario del tamaño de arena (inferior derecha). (Modificado de W. F. Ruddiman, “Climate Studies in Ocean Cores”, in *Paleoclimate Analysis and Modeling*, ed. A. D. Hecht [New York: John Wiley, 1977].) Tomado de Ruddiman (2008)..... 9
- Figura 2.** Registros proxies paleoclimáticos. Diferentes tipos de proxies son mostrados con el espacio de tiempo cubierto (en años antes del presente) por los proxies en el eje horizontal. La escala de tiempo es logarítmica. Data del Programa Paleoclimático de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica. Tomado de Gattelman & Rood (2016)..... 12
- Figura 3.** Una sección pulida de una estalagmita extraída de la cueva Kulishu, cerca a Beijing (39.6° N , 115.6° E , 610 m. snm). Los orificios pueden ser vistos donde las muestras fueron taladradas para la datación con ^{230}Th . La línea blanca vertical muestra el recorrido de las sub-muestras para el análisis de isótopos estables, y las líneas punteadas, indican la posición de las muestras para el test de Hendy. De Ma et al., 2012. Imagen tomada de Bradley 2015d..... 13
- Figura 4.** Las fuerzas gravitacionales ejercidas por otros astros afectan la órbita de la tierra. Como resultado, la cantidad y más importante, la distribución de la radiación proveniente del sol oscila con el tiempo. Hay 3 perturbaciones con 5 periodos: excentricidad (entre 400 y 100 kyr), oblicuidad (41kyr) y precesión (23 y 19 kyr). (A) Excentricidad se refiere a la forma de la órbita terrestre al rededor del sol, variando desde cerca a circular a elíptica. El efecto sobre la insolación es muy pequeño, sin embargo, y por sí misma no debería contar para cambios en el clima de la tierra durante el pasado. (B) Oblicuidad se refiere a la inclinación del eje de la tierra en referencia al plano de la elíptica variando entre 22.1° C y 24.5° C . A un ángulo de inclinación que aumenta, aumentará los contrastes estacionales, más efectivamente para las altas latitudes (e.g. inviernos en ambos hemisferios serían más fríos y veranos más cálidas a medida que la oblicuidad aumente). (C) La precesión se refiere a los “tambaleos” de los ejes de rotación, describiendo un círculo en el espacio con un periodo de 26 kyr. Modulada por la excentricidad orbital, la precesión determina donde en la órbita del sol a la tierra contrasta en un hemisferio y disminuye en el otro, El efecto es más grande en el ecuador y decrece con la latitud. Los periodos de la señal precesional modulada por la excentricidad sonde 23 y 19 kyr, periodos observados en los registros geológicos. Adaptado de Zachos et al. (2001)..... 16

- Figura 5.** Reconstrucciones de TSM en el Holoceno a través del ratio Mg/Ca del Pacífico ecuatorial (B) comparado con registros de la ZCIT, Monsón del este de Asia. (A) Porcentaje (%) de Titanio en el sitio 1002C del Ocean Drilling Project en la cuenca de Cariaco (azul oscuro) (Haug et al., 2001); d18O de estalagmita D4 de la cueva Dongge en China (celeste) (Yuan et al., 2004) (B) TSM a partir de Mg/Ca proveniente de la piscina de agua caliente occidental y de la lengua fría del Pacífico oriental: TSM a partir de Globigerinoides ruber de MD98-2181 (rojo) y M98-2176 (rosado) (Stott et al., 2004); TSM a partir de G. ruber de V21-30 (cruces azules) y V19-28 (cuadrados verdes abiertos; ajustados por +1.7°C) (Koutavas et al., 2006); TSM a partir de Mg/Ca de G. sacculifer de V21-30 (triángulos azules abiertos, ajustados por +1.2°C) (Koutavas et al., 2002). Línea gruesa que atraviesa los registros de la TSM de la piscina cálida son versiones suavizadas de la data sin procesar. Tomado de Koutavas et al., 2006..... 18
- Figura 6.** Diagrama esquemático de la distribución de presión meridional y movimiento de aire asociado a (a) una tierra sin rotación (b) una tierra rotando sin continentes, (c) vista desde arriba. Tomado de Tomczak & Godfrey, 2013. 21
- Figura 7.** Vista longitudinal del modelo idealizado de circulación general del viento. Se visualizan la ZCIT a los 0°, la celda de Hadley (región tropical), Ferrel (región intertropical), Polar (región polar), el frente polar y vientos. Tomado de Brown et al., 2001..... 21
- Figura 8.** (a) Posición de la ZCIT y de la Zona de Convergencia del Pacífico Sur (ZCPS) en promedio anual, a partir de los datos de Levitus, 1982. Los Punto A y B son usados como referencias para el análisis de inestabilidades térmicas y de vientos (ENSO) en el Pacífico Ecuatorial; los colores muestran las temperaturas superficiales del mar. Tomado de Tomczak & Godfrey (2013). (b) Esquema de circulación de Walker en el Indo-Pacífico ecuatorial. Los colores representan la temperatura del mar. Tomado de Vialard (2015)..... 22
- Figura 9.** Promedio de salinidad superficial desde 1992-2011. Panel izquierdo corresponde para el verano y el derecho para el invierno. Los colores corresponderían a masas de agua: Rojo, ATS: Aguas Tropicales Superficiales (TSW); Amarillo, AES: Aguas Ecuatoriales Superficiales (ESW); Verde, ACF: Aguas Costeras Frías (CCW); Azul, ASS: Aguas Subtropicales Superficiales (SSW). Tomado de Morón (2011). 24
- Figura 10.** Masas de agua superficiales: TSW, ESW, SSW, CCW y Frente Ecuatorial (FE) para el invierno austral y masas de agua sub superficiales ESSW y SAMW para el invierno austral. Tomado de Nürnberg et al., 2015..... 25
- Figura 11.** Colores del panel izquierdo, representan salinidad; panel de la derecha, TSM. Flechas sólidas, representa corrientes superficiales, que se dirigen hacia el ecuador; flechas punteadas, corrientes sub-superficiales con dirección al polo. Tomadas de Chaigneau et al. 2013..... 27
- Figura 12.** Promedio anual de la temperatura superficial del mar en donde se observa la lengua fría ecuatorial. Tomado de Fiedler & Talley (2006). 28

- Figura 13.** Escalas de tiempo de diferentes feedbacks que son relevantes para estimar la sensibilidad del clima en equilibrio. De PALAEOSENS (2013). Tomado de Bradley (2015a). 29
- Figura 14.** (a) Retroalimentación positiva dentro del sistema climático amplificando los cambios iniciales causados por factores externos. (b) Retroalimentación negativa neutraliza o suprime los cambios iniciales. Tomado de Ruddiman (2008). 30
- Figura 15.** Esquemas para las condiciones estables y para El Niño en el océano y atmósfera del Pacífico ecuatorial en donde se ilustra el Feedback de Bjerknes. En las condiciones estables o no El Niño, la termoclina se encuentra cerca de la superficie y las temperaturas son frías en el oriente. Los vientos alisios son fuertes. Los vientos fuertes intensifican la surgencia dando como resultado una termoclina más superficial; el fuerte gradiente de temperatura superficial del mar entre oriente y occidente crea a su vez un fuerte gradiente de presiones a nivel del mar de este a oeste (una Oscilación más positiva), lo que causa vientos más fuertes. En condiciones El Niño, los vientos alisios se relajan, la termoclina se profundiza en el Pacífico oriental con temperaturas más cálidas. Los gradientes antes mencionados cesan, debilitando los vientos alisios, reforzándose las condiciones cálidas. Esquemas tomado de Cane (2005). 31
- Figura 16.** Clorofila promedio superficial (en mgChl/m^3): (a) IMARPE data in situ (1992 – 2004); (b) SeaWiFs data sobre los años 1997 – 2004; (c) modelo ROMS/PISCES (interpolado a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ de grilla). Tomado de Echevin et al. 2008. 33
- Figura 17.** Climatología de promedios de concentraciones de oxígeno (umol kg^{-1} mostrado en color) a 400 m de profundidad contorneada a $20\text{-mmol}\cdot\text{kg}^{-1}$ a intervalos de 10 a 230 mmol kg^{-1} (líneas negras) utilizando el software Ocean Data View Tomado de Stramma et al. 2008. 35
- Figura 18.** Izquierda: Dimensiones de los modelos y representación de los elementos finitos: cuadrículas o cajas y columnas. (a) modelo sin dimensiones o de una caja. (b) modelo de una sola columna (una dimensión en la vertical). Modelo tridimensional (3D) con dos dimensiones horizontales y una dimensión vertical. (d) Proyección 3D de las cuadrículas sobre una esfera. Derecha: Diferentes resoluciones de un modelo. El tamaño de la resolución es de a) 2° de latitud, b) 1° de latitud, c) $0,5^\circ$ de latitud y d) $0,25^\circ$ de latitud, la elevación se muestra en color. Tomado de Gettelman & Rood (2016a). 37
- Figura 19.** Mecanismo de avance del tiempo (e iteración) dentro de un modelo climático. El bucle de paso de tiempo típico de un modelo climático. Los procesos son calculados en una secuencia a cada momento. (1) Se inicia con la resolución de procesos y transformaciones físicas y químicas. (2) Interacción en la columna o niveles del modelo (superficie, fondo) . (3) Se resuelven los intercambios entre los diferentes componentes i.e. océano-atmósfera-tierra. (4) Cambios radiativos como intercambio de calor y radiación. (5) finalmente se resuelve la ecuación de movimiento. Tomado de Gettelman & Rood (2016a). 38

Figura 20. Incertidumbre total para promedios globales de modelos CMIP3, proyecciones de promedios decadales para el siglo XXI, separados en sus 3 componentes: incertidumbre de condiciones iniciales o variabilidad interna (naranja), incertidumbre de modelo (azul) e incertidumbre de escenario (verde). Las áreas grises muestran la incertidumbre de los modelos para el siglo XX de los mismos modelos GCM, con el promedio en blanco. La línea blanca muestra un estimado de los cambios históricos observados. Los datos corresponden a precipitación con observaciones de GPCP v2.1 (Adler et al., 2003). Tomado de Hawkins & Sutton (2011).....	40
Figura 21. Jerarquía de modelos. Se muestran diferentes tipos de modelos climáticos basados en la simulación de la atmósfera. (a) modelo de una caja, (b) modelo de una columna (c) modelo de dos cajas (d) modelo de múltiples columnas o llamados comúnmente de complejidad intermedia (e) modelos climáticos regionales (tridimensional) (f) modelo de Circulación General (GCM) sobre una grilla global. Tomado de Gettelman & Rood (2016a).....	42
Figura 22. Sistema climático de la tierra e interacciones de sus componentes. El estudio del clima de la tierra cubre un amplio rango de procesos, indicados en la parte superior. Los científicos del clima organizan y simplifican esta complejidad, como se muestra en la parte bajo. Un pequeño número de factores o “forzantes” dirigen el cambio en el clima. Estos factores causan interacciones entre los componentes internos del sistema climático (aire, agua, hielo, superficie y vegetación). Los resultados son las mediciones de las variaciones conocidas como respuestas climáticas. Tomado de Ruddiman 2008.....	44
Figura 23. Esquema donde se describen las fases metodológicas de desarrollo de la investigación.	54
Figura 24. Área de estudio parcialmente mostrado con la localización de algunos registros paleoclimáticos en la margen costera peruana y Pacífico. En líneas punteadas coloreadas se muestran las sub-áreas norte y centro-sur para un distinto parámetro: negro, TSM; rojo, INTPP, y O2MIN; azul, PR.	61
Figura 25. Mapa con la localización de los registros-proxies utilizados para la evaluación de las salidas de CMIP5.	65
Figura 26. Diagrama mostrando los porcentajes para (a) información para evaluación del área de estudio. (b) información paleoceanográfica de acuerdo a su localización y (c) variables con mayor interés de estudio por investigaciones independientes.	66
Figura 27. Usaje de distintos proxies en los artículos seleccionados para la evaluación de modelos CMIP5.	67
Figura 28. Δ HM – PI de TSM de promedios anuales de modelos CMIP5: A) CNRM-CM5, B) GISS-E2R, C) HadGEM2-CC, D) HadGEM2-ES, E) IPSL-CM5A-LR, F) MIROC-ESM, G)MPI-ESM-PE, H) MRI-CGCM3.	80
Figura 29. Ciclo estacional de TSM para la s/á norte para los modelos CMIP5: A) CNRM-CM5, B) GISS-E2R, C) HadGEM2-CC, D) HadGEM2-ES, E) IPSL-CM5A-LR, F)	

- MIROC-ESM, G)MPI-ESM-PE, H) MRI-CGCM3. Líneas azules, HM; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones. 81
- Figura 30.** Ciclo estacional de TSM para la s/á centro-sur para los modelos CMIP5: A) CNRM-CM5, B) GISS-E2R, C) HadGEM2-CC, D) HadGEM2-ES, E) IPSL-CM5A-LR, F) MIROC-ESM, G)MPI-ESM-PE, H) MRI-CGCM3. Líneas azules, HM; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones. 82
- Figura 31.** $\Delta 4CO_2$ – PI de TSM de promedios anuales de modelos CMIP5: A) CNRM-CM5, B) GISS-E2R, C) HadGEM2-ES, D) IPSL-CM5A-LR, E) MIROC-ESM, F) MPI-ESM-PE, G) MRI-CGCM3. 85
- Figura 32.** Ciclo estacional de TSM para la s/á norte para los modelos CMIP5: A) CNRM-CM5, B) GISS-E2R, C) HadGEM2-ES, D) IPSL-CM5A-LR, E) MIROC-ESM, F)MPI-ESM-PE, G) MRI-CGCM3. Líneas rosadas, $4CO_2$; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones. 86
- Figura 33.** Ciclo estacional de TSM para la s/á centro-sur para los modelos CMIP5: A) CNRM-CM5, B) GISS-E2R, C) HadGEM2-ES, D) IPSL-CM5A-LR, E) MIROC-ESM, F)MPI-ESM-PE, G) MRI-CGCM3. Líneas rosadas, $4CO_2$; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones. 87
- Figura 34.** ΔHM – PI de PR de promedios anuales de modelos CMIP5: A) CNRM-CM5, B) FGOALS-s2, C) GISS-E2R, D) HadGEM2-CC, E) IPSL-CM5A-LR, F) MIROC-ESM, G)MPI-ESM-PE, H) MRI-CGCM3. 91
- Figura 35.** Ciclo estacional de PR para la s/á norte para los modelos CMIP5: A) CNRM-CM5, B) GISS-E2R, C) HadGEM2-CC, D) HadGEM2-ES, E) IPSL-CM5A-LR, F) MIROC-ESM, G)MPI-ESM-PE, H) MRI-CGCM3. Líneas azules, HM; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones. 92
- Figura 36.** Ciclo estacional de PR para la s/á centro-sur para los modelos CMIP5: A) CNRM-CM5, B) GISS-E2-R, C) HadGEM2-CC, D) HadGEM2-ES, E) IPSL-CM5A-LR, F) MIROC-ESM, G)MPI-ESM-P, H) MRI-CGCM3. Líneas azules, HM; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones. 93
- Figura 37.** $\Delta 4CO_2$ – PI de PR de promedios anuales de modelos CMIP5: A) CNRM-CM5, B) GISS-E2-R, C) IPSL-CM5A-LR, D) MIROC-ESM, E)MPI-ESM-P, F) MRI-CGCM3. 96
- Figura 38.** Ciclo estacional de PR para la s/á norte para los modelos CMIP5: A) CNRM-CM5, B) GISS-E2-R, C) IPSL-CM5A-LR, D) MIROC-ESM, E)MPI-ESM-P, F) MRI-CGCM3. Líneas rosadas, $4CO_2$; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones. 97
- Figura 39.** Ciclo estacional de PR para la s/á centro-sur para los modelos CMIP5: A) CNRM-CM5, B) GISS-E2-R, C) IPSL-CM5A-LR, D) MIROC-ESM, E)MPI-ESM-P, F) MRI-CGCM3. Líneas rosadas, $4CO_2$; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones. 98

- Figura 40.** Δ HM – PI de INTPP de promedios anuales de modelos CMIP5: A) HadGEM2-CC, B) HadGEM2-ES, C) IPSL-CM5A-LR, D) MIROC-ESM. 101
- Figura 41.** Ciclo estacional de INTPP para la s/á norte para los modelos CMIP5: A) HadGEM2-CC, B) HadGEM2-ES, C) IPSL-CM5A-LR, D) MIROC-ESM. Líneas azules, HM; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones. 102
- Figura 42.** Ciclo estacional de INTPP para la s/á centro-sur para los modelos CMIP5: A) HadGEM2-CC, B) HadGEM2-ES, C) IPSL-CM5A-LR, D) MIROC-ESM.. Líneas azules, HM; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones. 102
- Figura 43.** Δ 4CO₂ – PI de INTPP de promedios anuales de modelos CMIP5: A) HadGEM2-ES, B) IPSL-CM5A-LR, C) MIROC-ESM. 103
- Figura 44.** Ciclo estacional de INTPP para la s/á norte para los modelos CMIP5: A) HadGEM2-ES, B) IPSL-CM5A-LR, C) MIROC-ESM.. Líneas rosadas, 4CO₂; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones. 103
- Figura 45.** Ciclo estacional de INTPP para la s/á centro-sur para los modelos CMIP5: A) HadGEM2-ES, B) IPSL-CM5A-LR, C) MIROC-ESM.. Líneas rosadas, 4CO₂; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones. 104
- Figura 46.** Δ HM – PI de O2MIN de promedios anuales de modelos CMIP5: A) HadGEM2-CC, B) HadGEM2-ES, C) IPSL-CM5A-LR. 106
- Figura 47.** Ciclo estacional de O2MIN para la s/á norte para los modelos CMIP5: A) HadGEM2-CC, B) HadGEM2-ES, C) IPSL-CM5A-LR. Líneas azules, HM; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones. 107
- Figura 48.** Ciclo estacional de O2MIN para la s/á centro-sur para los modelos CMIP5: A) HadGEM2-CC, B) HadGEM2-ES, C) IPSL-CM5A-LR. Líneas azules, HM; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones. 107
- Figura 49.** Δ 4CO₂ – PI de O2MIN de promedios anuales de modelos CMIP5: A) HadGEM2-ES, B) IPSL-CM5A-LR. 108
- Figura 50.** Ciclo estacional de O2MIN para la s/á norte para los modelos CMIP5: A) HadGEM2-ES, B) IPSL-CM5A-LR. Líneas rosadas, 4CO₂; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones. 108
- Figura 51.** Ciclo estacional de O2MIN para la s/á centro-sur para los modelos CMIP5: A) HadGEM2-ES, B) IPSL-CM5A-LR. Líneas rosadas, 4CO₂; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones. 108
- Figura 52.** Promedios anuales para la TSM para identificar centros de surgencia para datos A) World Ocean Atlas, y promedios anuales para el PI de modelos B) CNRM-CM5, C) GISS-E2_R, D) HadGEM2-CC, E) HadGEM2-ES, F) IPSL-CM5A-LR, G) MIROC-ESM, H) MPI-ESM-P e I) MRI-CGCM3. La intensidad de colores representan una escala de temperaturas desde las más frías a las más cálidas en un rango de 14° a 30°C. 110

- Figura 53** Promedios de invierno para la TSM para identificar la LFE para datos A) World Ocean Atlas, y promedios anuales para el PI de modelos B) CNRM-CM5, C) GISS-E2_R, D) HadGEM2-CC, E) HadGEM2-ES, F) IPSL-CM5A-LR, G) MIROC-ESM, H) MPI-ESM-P e I) MRI-CGCM3. La intensidad de colores respresentan una escala de temperturas desde las más frías a las más cálidas en un rango de 14°a 30°C. ... 112
- Figura 54.** Experimentos de pseudoproxy en el cual se observa la baja diferencia al ponderar las salidas de TSM con la clorofila en función a la estacionalidad. Diferencias de promedios anuales de HM – PI de los modelos A) HadGEM2-CC, D) IPSL-CM5A-LR, G) MRI-CGCM3; Diferencias anuales de HM – PI para analizar potenciales sesgos para los mismos modelos en los paneles B), E) y H) respectivamente; Pseudoproxy para las diferencias anuales de HM – PI en los modelos C), F), I) respectivamente. La intensidad de colores respresentan una escala de diferencias de temperturas desde un rango de -2°C a +2°C..... 115
- Figura 55.** Experimentos de pseudoproxy en el cual se puede observar la baja diferencia al ponderar las salidas de TSM con la clorofila en función a la estacionalidad. Diferencias de promedios anuales de HM – PI de los modelos a) HadGEM2-CC, b) IPSL-CM5A-LR, c) MRI-CGCM3; Diferencias anuales de HM – PI para analizar potenciales sesgos para los mismos modelos en los paneles b), e) y h) respectivamente; Pseudoproxy para las diferencias anuales de HM – PI en los modelos c), f), i) respectivamente. La intensidad de colores respresentan una escala de diferencias de temperturas desde un rango de -2°C a +2°C..... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 56.** Diferencias de promedios de invierno para TSM del HM – PI de la sub-área norte. Modelos A) CNRM-CM5, B) ISPL-CM5A-LR, C) MPI-ESM-P, h) MRI-CGCM3..... 119
- Figura 57.** TSM promedio de invierno para A) WOA, B) y C) simulaciones de TSM para periodos PI y HM respectivamente, para la observación de centros de surgencia.. 120
- Figura 58.** Diferencias de TSM promedio de verano para las simulaciones de 4CO₂ – PI de los modelos A) CNRM-CM5, B) GISS-E2-R, C) HadGEM2-ES, D) IPSL-CM5A-LR, E) MIROC-ESM, F) MPI-ESM-P y G) MRI-CGCM3..... 124
- Figura 59.** TSM promedio de verano para el Pacífico ecuatorial, comprendido entre los 4°N y 4°S. Modelos A) GISS-E2-R, B) HadGEM2-ES y C) MRI-CGCM3. Cada gráfica posee dos curvas, la superior representa las proyecciones de 4CO₂ y la inferior el periodo PI..... 126
- Figura 60.** Correlación entre las diferencias de TSM anuales para las sub-áreas norte y centro sur para los 7 modelos CMIP5 disponibles..... 128
- Figura 61.** Promedios de verano para la PR A) CMAP, y para el periodo PI de modelos B) CNRM-CM5, C) FGOALS-s2, D) GISS-E2_R, E) HadGEM2-CC, F) IPSL-CM5A-LR, G) MIROC-ESM, H) MPI-ESM-P e I) MRI-CGCM3. La intensidad de colores respresentan una escala de precipitación desde ausencia de precipitaciones a máximas en un rango de 0 a 21 mmd⁻¹..... 131

- Figura 62.** Precipitación de invierno (a) para los datos CMAP, y para los promedios de modelos CMIP5 (b) CNRM-CM5, (c) FGOALS-s2, (d) GISS-E2-R, (e) IPSL-CM5A-LR, (f) HadGEM2-CC, (g) MIROC-ESM, (h) MPI-ESM-P y (i) MRI-CGCM3. El rango de precipitaciones va desde 0 a 21mm d^{-1} (modelos d, f, i más del 21mm d^{-1}). 133
- Figura 63.** Diferencia de precipitación entre el HM – PI para el modelo GISS-E2-R mostrado en la escala de colores en un rango de -2 a +2 mm d^{-1} . Además los vectores representan el sentido e intensidad de los vientos simulados para el mismo modelo para el HM. 135
- Figura 64.** Diferencia de precipitación de invierno HM – PI para los promedios de modelos CMIP5 para la sub-área norte(a) CNRM-CM5, (b) FGOALS-s2, (c) HadGEM2-CC, (d) GISS-E2-R, (e) IPSL-CM5A-LR, (f) MIROC-ESM, (g) MPI-ESM-P y (h) MRI-CGCM3. El rango de precipitaciones va desde -4 a +4mm d^{-1} (modelo “d” más de 4mm d^{-1}). 136
- Figura 65.** Diferencia de precipitación de verano HM – PI para los promedios de modelos CMIP5 en la sub-área centro sur (a) CNRM-CM5, (b) FGOALS-s2, (c) HadGEM2-CC, (d) GISS-E2-R, (e) IPSL-CM5A-LR, (f) MIROC-ESM, (g) MPI-ESM-P y (h) MRI-CGCM3. El rango de precipitaciones va desde -4 a +4mm d^{-1} (modelo “d” más de 4mm d^{-1}). 141
- Figura 66.** Paneles A, B y C muestran diferencias de PR para 4CO₂ – PI de verano y los paneles D, E y F muestran las diferencias de TSM para 4CO₂ de verano – PI para los modelos CMIP5: GISS-E2-R, IPSL-CM5A-LR, MRI-CGCM3, respectivamente. 145
- Figura 67.** Cambios fraccionarios en la precipitación por unidad de calentamiento del área objetivo sobre los océanos tropicales (30°S – 30°S) del modelo MIROC de alta resolución y otros modelos CMIP3. Las líneas punteadas verticales representan los valores de la función de acumulación de distribución para periodos de retorno de 1, 10 y 100 años. Tomado de Sugiyama et al., 2010..... 146
- Figura 68** Los paneles (a) y (b) corresponden a los promedios de verano e invierno respectivamente, en donde los vectores representan las anomalías de viento y la escala de colores las anomalías para precipitación en un escenario de 4CO₂ respecto a PI, para el modelo LMDz-ESP05, modificado de Belmadani et al., 2014. Los siguientes paneles corresponden a las diferencias de TSM (C, D) y Precipitación) (E, F) de los modelos CMIP5 GISS-E2-R y MRI-CGCM3 respectivamente, permitiendo observar los distintos grados de aumento de PR y TSM muy relacionados, especialmente en las zonas costeras y ecuatoriales del Pacífico oriental. 148
- Figura 69.** Ciclos estacionales para los modelos HadGEM2-CC (línea azul), HadGEM2-ES (línea verde), IPSL-CM5A-LR (línea roja), MIROC-ESM (línea fucsia) y observaciones actuales satelitales – MODIS (línea negra) (A) sub-área norte y (B) sub-área centro-sur. 153

Figura 70. Diferencia del HM – PI de promedios de invierno para INTTP en la sub-área norte para los modelos CMIP5 (a) HadGEM2-CC, (b) HadGEM2-ES, (c) IPSL-CM5A-LR y (d) MIROC-ESM.....	155
Figura 71. Diferencia del HM – PI de promedios de verano para INTTP en la sub-área centro-sur para los modelos CMIP5 (a) HadGEM2-CC, (b) HadGEM2-ES, (c) IPSL-CM5A-LR y (d) MIROC-ESM.....	158
Figura 72. Diferencia de invierno de INTTP para 4CO ₂ – PI para la sub-área norte (rectángulo rojo) de los modelos HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR y MIROC-ESM.	163
Figura 73. Diferencia de verano de INTTP para 4CO ₂ – PI para la sub-área centro-sur (rectángulo rojo) de los modelos HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR y MIROC-ESM.	164
Figura 74. Variación estacional de 4CO ₂ – PI de INTTP para las sub-área (A) norte y (B) centro-sur para los modelos HadGEM2-ES (línea negra), IPSL-CM5A-LR (línea roja), MIROC-ESM (línea celeste). Ciclo estacional del (C) Transporte Ekman. Los diferentes escenarios climáticos (PI, CR-SCOW, 2CO ₂ y 4CO ₂ , respectivamente) están marcados por diferentes colores (verde, azul, rosa y rojo, respectivamente). Tomado de Oerder et al., 2015.....	166
Figura 75. Magnitudes simuladas por modelos CMIP5 para los periodos HM y PI, de la sub-área norte, anualmente. La línea punteada representa el nivel límite para ser considerado como aguas sub-óxicas, o de tipo ZMO.	171
Figura 76. Diferencia de verano para O ₂ MIN del HM – PI para la sub-área norte (rectángulo rojo) de los modelos CMIP5 (a) HadGEM2-CC, (b) HadGEM2-ES y (c) IPSL-CM5A-LR.	172
Figura 77. Magnitudes simuladas por modelos CMIP5 para los periodos HM y PI, de la sub-área centro-sur, anualmente. La línea punteada representa el nivel límite para ser considerado como aguas sub-óxicas, o de tipo ZMO.....	174
Figura 78. Diferencia de invierno para O ₂ MIN del HM – PI para la sub-área centro-sur (rectángulo rojo) de los modelos CMIP5 (a) HadGEM2-CC, (b) HadGEM2-ES y (c) IPSL-CM5A-LR.	174
Figura 79. Magnitudes simuladas por modelos CMIP5 para los periodos 4CO ₂ y PI, de la sub-área norte, anualmente. La línea punteada representa el nivel límite para ser considerado como aguas sub-óxicas, o de tipo ZMO.	179
Figura 80. Magnitudes simuladas por modelos CMIP5 para los periodos 4CO ₂ y PI, de la sub-área centro-sur, anualmente. La línea punteada representa el nivel límite para ser considerado como aguas sub-óxicas, o de tipo ZMO.	179

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Principales fuentes de data proxy para reconstrucciones paleoclimáticas. Tomado de Bradley (2015b).	15
Tabla 2. Modelos seleccionados cuyas salidas tuvieron las variables de interés según la disponibilidad. Nótese que no todas las variables son simuladas por los modelos CMIP5 para los distintos experimentos o periodos de simulación.	53
Tabla 3. Modelos CMIP5 seleccionados con sus resoluciones (Latitud x Longitud) y niveles verticales (L) para los componentes atmosféricos (AGCM) y oceánicos (OGCM).	55
Tabla 4. Instituciones que desarrollaron los modelos CMIP5 seleccionados, mejoras respecto a versiones anteriores (CMIP3) y programas que integran los modelos.....	56
Tabla 5. Valores establecidos por el CMIP5 y PMIP3 para las condiciones de frontera y estados iniciales para que los modelos puedan generar sus simulaciones para los diferentes experimentos.	59
Tabla 6. Coordenadas para las sub-áreas de estudio según la variable.	61
Tabla 7. Resumen de los distintos proxies y variaciones que se desarrollaron para el HM utilizados para la evaluación de las salidas CMIP5.	72
Tabla 8. Criterios de evaluación de modelos CMIP5 basados en la información paleoclimática y en las tendencias de las diferencias entre simulaciones HM – PI. .	76

LISTA DE ACRÓNIMOS

ACR	: Reverso Frío Antártico.
AMIP	: Proyecto de Intercomparación de Modelos atmosféricos.
ANAMMOX	: Oxidación Anaerobia del ion Amonio.
APS	: Anticiclón del Pacífico Sur.
CMIP	: Proyecto de Intercomparación de Modelos Climáticos.
CMIP5	: Proyecto de Intercomparación de Modelos Climáticos fase 5.
CO₂	: Dióxido de Carbono.
EBUES	: Ecosistema de Bordes Orientales.
ENSO	: El Niño – Oscilación Sur.
FP	: Frente Polar.
GEI	: Gases de Efecto Invernadero.
HM	: Holoceno Medio.
HN	: Hemisferio Norte.
HS	: Hemisferio Sur.
HS1	: Estadío Primero de Henrich.
HT	: Holoceno Temprano.
HTr	: Holoceno Tardío.
INTPP	: Productividad Primaria Integrada.
LFE	: Lengua Fría Ecuatorial.
LGM	: Último Máximo Glacial.
MCCG	: Modelo Climático de Circulación Global.
MCP	: Margen Costero Peruano.
O2MIN	: Concentración Mínima de Oxígeno.

PDO	: Oscilación Decadal del Pacífico.
PEC	: Pacífico Ecuatorial Central.
PEO	: Pacífico Ecuatorial Oriental.
PET	: Pacífico Ecuatorial Tropical.
PI	: Pre-Industrial.
PMIP	: Proyecto de Intercomparación de Modelos Paleoclimáticos.
PMIP3	: Proyecto de Intercomparación de Modelos Paleoclimáticos fase 3.
POM	: Materia Orgánica Particulada.
PR	: Precipitación.
RCP	: Rutas de Concentración Representativas.
s/á	: Sub-área
SCH	: Sistema de Corrientes de Humboldt.
T°	: Temperatura.
TSM	: Temperatura Superficial del Mar.
WOA	: World Ocean Atlas.
ZCIT	: Zona de Convergencia Intertropical.
ZCPS	: Zona de Convergencia del Pacífico Sur.
ZMO	: Zona Mínima de Oxígeno.

RESUMEN

A través de simulaciones paleoclimáticas es posible comprender el rol de forzantes, desarrollo de *feedbacks*, la variabilidad y estado promedio. El clima del Holoceno Medio puede ser simulado y evaluado a través de datos paleo, y así encontrar modelos con la habilidad de recrear este clima. Frente un posible impacto del cambio climático futuro en el ecosistema marino de Perú, la comprensión de lo que sucedió en el pasado podría brindarnos oportunidades para enfrentar el futuro. Los datos paleo para el margen costero de Perú se sintetizaron y salidas (Temperatura Superficial del Mar-TSM, Precipitación-PR, Productividad Integrada-INTPP, Concentración Mínima de Oxígeno-O₂MIN) para los modelos CMIP5 del HM, Pre-Industrial y 4CO₂ fueron evaluadas para estudiar el estado promedio en dos sub-áreas del norte y sur de Perú. Respecto a las condiciones promedio, para TSM, modelos MRI y MPI recrearon las condiciones respecto a la información paleoclimática. PR fue simulada mejor por el modelo MRI y las variables biogeoquímicas como INTPP y O₂MIN mostraron gran dificultad para las simulaciones, siendo el modelo IPSL el que mejor representó las condiciones pasadas. Las proyecciones mostraron un aumento por encima de los 3°C en la TSM en todos los modelos, condiciones más lluviosas y un desarrollo negativo de las tendencias para las variables biogeoquímicas.

Palabras Clave: Modelos climáticos acoplados, CMIP5, Holoceno Medio, cambio climático.

ABSTRACT

Through paleoclimatic simulations is possible to understand the role of several forcing, feedbacks development, the climate system variability and average state. Mid-Holocene (MH) climate can be simulated and evaluated through paleo-data, and as a result, find models with the ability to recreate it. With a possible future climate change impact on Peru's marine ecosystem, we might use the knowledge of what happened in the past to find ways to face the future. The paleo data for the coastal margin of Peru was synthesized and CMIP5 outputs models (Sea Surface Temperature-TSM, Precipitation-PR, Integrated Productivity-INTPP, Minimum Oxygen Concentration-O2MIN) for the MH, Preindustrial and 4CO₂ were evaluated to study the average state in two sub-areas of northern and southern Peru. Regarding the average conditions: MRI and MPI models recreated the conditions according to paleoclimatic information for SST. Biogeochemical variables such as INTPP and O2MIN in the simulation should be improved for its analysis and interpretations, however, the IPSL model had the better representation for the HM. STT projections were higher by 3°C in all models; more rainy conditions and a negative development of the trends for the biogeochemical variables was found as well.

Keywords: Coupled Climate Models, CMIP5, Mid-Holocene, Climate Change

TABLA DE CONTENIDOS

I.	INTRODUCCIÓN	01
II.	PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACIÓN	04
	II.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	04
	II.2. MARCO TEÓRICO	09
	A) RECONSTRUCCIÓN PALEOCLIMÁTICA	09
	1. Registros paleoclimáticos	09
	2. Proxy	10
	3. Tipos de registros paleoclimáticos y proxies	11
	B) CLIMA DEL HOLOCENO	16
	1. Forzamiento Orbital	16
	2. Holoceno Medio	17
	C) DINÁMICA DEL PACÍFICO TROPICAL ORIENTAL	19
	1. CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA	19
	1.1. Sistema General de Vientos	19
	1.1.1. Circulación de Hadley	21
	1.1.2. Zona de Convergencia Intertropical	22
	1.1.3. Circulación de Walker	22
	1.1.4. Anticiclón del Pacífico Sur	23
	2. CIRCULACIÓN OCEÁNICA	23
	2.1. Masas de Agua Superficiales frente a Perú	23
	2.2. Masas de Aguas Sub-superficiales frente a Perú	25
	2.3. Sistema de Corrientes frente a Perú	26
	2.4. Lengua Fría Ecuatorial	27
	3. ACOPLAMIENTO EN LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA Y OCEÁNICA	28
	3.1. Mecanismos de retroalimentación o “Feedbacks”	28
	3.1.1. Feedbacks Positivos	29
	3.1.2. Feedbacks Negativos	30
	3.2. ENSO	31
	D) CARACTERÍSTICAS BIOGEOQUÍMICAS DEL MAR FRENTE A PERÚ	32
	1. Ecosistema de Borde Oriental Perú-Chile	32
	2. Oxígeno	34
	2.1. Zonas Mínimas de Oxígeno	35
	E) ESTUDIO DEL CLIMA A TRAVÉS DE MODELOS	36
	1. MODELO CLIMÁTICO	36
	1.1. Definición	36
	1.2. Formulaciones básicas y constricciones	37
	1.3. Elementos finitos	37
	1.4. Parametrización de los procesos	38
	1.5. Iteraciones	38
	1.6. Incertidumbre	39
	1.6.1. Incertidumbre de modelo	39

1.6.2.	Incertidumbre de escenario	39
1.6.3.	Incertidumbre de condiciones iniciales	39
1.6.4.	Incertidumbre total	40
1.7.	Jerarquía de modelos	40
1.7.1.	Modelo de caja	41
1.7.2.	Modelo de una columna	41
1.7.3.	Modelo de dos cajas	41
1.7.4.	Modelo de complejidad intermedia	41
1.7.5.	Modelos climáticos regionales	42
1.7.6.	Modelos de Circulación General	42
1.7.7.	Modelos Estadísticos	43
1.7.8.	Modelos de Evaluación Integral	43
2.	MODELOS ACOPLADOS DEL SISTEMA CLIMÁTICO	43
3.	PROYECTO DE INTERCOMPARACIÓN DE MODELOS CLIMÁTICOS FASE 5 – CMIP5	45
3.1.	Niveles de agrupamiento de los modelos CMIP5	45
3.1.1.	Grupo 1: experimentos a corto plazo	46
3.1.2.	Grupo 2: experimentos a largo plazo	46
II.3.	JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO	47
II.4.	OBJETIVOS	50
General		50
Específicos		50
II.5.	HIPÓTESIS	51
II.6.	METODOLOGÍA	52
A)	DISEÑO DE ESTUDIO	52
1.	Tipo de estudio	52
2.	Población	52
3.	Muestra	52
B)	OPERACIONALIZACIÓN DE LAS VARIABLES	53
1.1	Variables independientes	53
2.1	Variables dependientes	58
(i)	Físicas	58
Temperatura Superficial del Mar – TSM		58
Precipitación – PR		58
(ii)	Biogeoquímicas	58
Productividad Integrada – INTPP		58
Concentración Mínima de Oxígeno – O2MIN		59
C)	PROCEDIMIENTOS Y TÉCNICAS	59
1.	Diseño experimental	59
2.	Área de estudio	60
3.	Datos utilizados y software empleado	62
4.	Análisis de datos	62
D)	PLAN DE ANÁLISIS	62
1.	Distribución espacial	62
2.	Representación del ciclo estacional	63
3.	Pseudoproxy	63

III.	RESULTADOS	64
	A) SÍNTESIS DE DATOS PALEOCEANOGRÁFICOS	64
	1. Selección temporal	64
	2. Selección espacial	64
	3. Recopilación paleoceanográfica	65
	4. Comparabilidad de proxies y sesgos estacionales	69
	5. Discontinuidades en registros sedimentarios	70
	B) SIMULACIONES y PROYECCIONES	75
	1. TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR	77
	1.1. HOLOCENO MEDIO (6Ka)	77
	1.2. PROYECCIONES FUTURAS (4CO ₂)	83
	2. PRECIPITACIÓN	88
	1.1. HOLOCENO MEDIO (6Ka)	88
	1.2. PROYECCIONES FUTURAS (4CO ₂)	94
	3. PRODUCTIVIDAD INTEGRADA	99
	1.1. HOLOCENO MEDIO (6Ka)	99
	1.2. PROYECCIONES FUTURAS (4CO ₂)	100
	4. CONCENTRACIÓN MÍNIMA DE OXÍGENO	104
	1.1. HOLOCENO MEDIO (6Ka)	104
	1.2. PROYECCIONES FUTURAS (4CO ₂)	105
IV.	DISCUSIÓN	109
	IV.1. DESARROLLO DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR	109
	1. PARTE A	109
	1.1. Comparación de las simulaciones Pre-Industriales (PI) frente a Observaciones	109
	2. PARTE B	113
	2.1. Preámbulo al análisis de simulaciones del Holoceno Medio (HM-6k)	113
	<i>Señal estacional en proxies frente a salidas de modelos</i>	113
	2.2. Análisis de Pseudoproxy	114
	2.3. Comparación de simulaciones 6k frente a la data paleoceanográfica	116
	Sub área-norte	116
	Sub área centro-sur	119
	3. PARTE C	122
	3.1. Comparación de proyecciones 4CO ₂ frente a otras investigaciones	122
	Sub área-norte	122
	Sub área centro-sur	127
	IV.2 TENDENCIAS DE PRECIPITACIÓN Y DESPLAZAMIENTO MERIDIONAL DE LA ZCIT	130
	1. PARTE A	130

1.1.	Congruencia en la ZCIT y convectividad en el cinturón ecuatorial actual	130
2.	PARTE B	134
2.1.	Patrones de precipitación y desplazamiento de la ZCIT en el HM	134
	Sub área-norte	134
	Sub área centro-sur	140
3.	PARTE C	143
3.1.	Desarrollo de las precipitaciones y localización de la ZCIT en proyecciones futuras	143
	Sub área-norte	144
	Sub área centro-sur	149
IV.3.	VARIABILIDAD LATITUDINAL DE LA PRODUCTIVIDAD INTEGRADA	152
1.	PARTE A	152
1.1.	Relación entre productividad primaria obtenida satelitalmente y simulaciones PI	152
2.	PARTE B	154
2.1.	Variación en la productividad integrada en la plataforma peruana durante el HM	154
	Sub área-norte	154
	Sub área centro-sur	158
3.	PARTE C	162
3.1.	Factores determinantes de la productividad frente al calentamiento global	162
	Sub área-norte	163
	Sub área centro-sur	163
IV.4.	OXIGENACIÓN A NIVEL SUB-SUPERFICIALES EN LA COLUMNA DE AGUA	169
1.	PARTE A	169
1.1.	Cambios en las concentraciones mínimas de oxígeno sub-superficial	169
	Sub área-norte	170
	Sub área centro-sur	173
2.	PARTE B	177
2.1.	La ZMO frente al calentamiento global	177
	Sub área-norte	178
	Sub área centro-sur	179
V.	CONCLUSIONES	182
VI.	RECOMENDACIONES	187
VII.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	189
VIII.	ANEXOS	208

I. INTRODUCCIÓN

El desarrollo de las sociedades humanas está íntimamente ligado al ambiente donde se establecen y el clima ha sido uno de los principales factores que han determinado tanto su florecimiento como decadencia. La sociedad actual caracterizada por los grandes avances tecnológicos aún sucumbe a las inclemencias del clima, trayendo como resultado en muchos casos pérdidas humanas y económicas. El estudio del clima futuro es una necesidad que debe ser atendida para la sostenibilidad de la sociedad.

El clima es el resultado final de un conjunto de interacciones entre los sub-componentes que forman parte del sistema climático, siendo importante el análisis y entendimiento de los distintos procesos físicos y químicos que ocurren dentro de ellos. Distintos forzantes operan sobre el sistema climático dando como respuesta mecanismos de retroalimentación que estabilizan o amplifican la perturbación inicial y que a mediano o largo plazo, podrían constituir un cambio significativo en el clima a escala regional y/o global.

El estudio del clima va más allá de la observación del tiempo local motivado por el interés de las poblaciones humanas en entender la presencia y desarrollo de eventos climatológicos de diversas índoles; abarca el análisis a escalas temporales y espaciales de gran alcance con la participación de muchas disciplinas del conocimiento. Es así que un pilar en la investigación del clima actual se erige sobre información proveniente del pasado, la paleoclimatología.

La investigación paleoclimática busca comprender y explicar los diferentes mecanismos que dirigieron el clima en épocas pasadas. Esta ciencia utiliza registros naturales para encontrar señales climáticas que permanecen latentes por milenios. Dichas señales se obtienen a partir de indicadores indirectos (proxies), que a través de distintas técnicas, equipos altamente sofisticados y adecuada datación son obtenidos, permitiendo tener conocimiento del clima pasado para un área de interés.

Sumado a esto, una herramienta para estudiar el clima son los modelos numéricos, los cuales a partir de las leyes físicas y a través de aproximaciones empíricas, buscan representar al sistema climático mediante ecuaciones y de esta forma poder entender la dinámica entre los diferentes sub-componentes del clima. Estos modelos han avanzado hasta convertirse en Modelos Climáticos Acoplados Océano-Atmosfera y recientemente Océano-Atmósfera-Vegetación (Taylor et al., 2012a).

Buscando comprender los mecanismos climáticos del pasado confrontando la información paleoclimática disponible, surgió la iniciativa Proyecto de Intercomparación de Modelos Paleo-climáticos – PMIP (por sus siglas en inglés). Actualmente, el PMIP3 está integrado al Proyecto de Intercomparación de Modelos Climáticos en su quinta fase - CMIP5, que evalúa las salidas de los modelos acoplados en distintos periodos de tiempo: el pasado (e.g. LGM) y aborda el estudio del clima futuro.

En conjunto, la disponibilidad de información paleoclimática que sirve para la evaluación de modelos, a través del análisis de los ciclos estacionales, climatologías¹ de verano, invierno o anuales y el uso de algunos estadísticos (promedios, varianzas, raíz media cuadrática, etc.) otorgan un estudio robusto del clima y sus mecanismos frente a diversas condiciones y posibles escenarios futuros.

Por lo tanto, esta tesis pretende estudiar las condiciones ambientales, oceanográficas y climáticas frente a Perú utilizando los modelos CMIP5 para comparar las simulaciones del clima actual y del Holoceno Medio con datos actuales y paleoclimáticos respectivamente y así evaluar su capacidad de representar un cambio climático. La información obtenida será utilizada para analizar las proyecciones futuras (4CO₂) de las condiciones ambientales frente a Perú.

¹ Información cartográfica que integra datos de los climas existentes en el país y de sus principales elementos como son la temperatura y precipitación a través de cartas climatológicas, atlas, estudios, productos cartográficos digitales y otras publicaciones. La información se difunde en diferentes escalas y formatos para su consulta en línea y descarga. En: <http://www.beta.inegi.org.mx/temas/mapas/climatologia/>

II. PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACIÓN

II.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Cambio climático es el cambio de las tendencias centrales y/o variabilidad de parámetros que definen el clima como: temperatura, precipitación, humedad relativa, insolación entre otros, persistiendo por un periodo extendido en el tiempo (Planton, 2013). También se debe considerar la variabilidad climática y los eventos climáticos recurrentes, extremos y poco predecibles (Gettelman & Rood 2016a).

Los cambios de clima a escala global han ocurrido de manera natural y disruptiva a lo largo del tiempo geológico provocados por: deriva continental y orogénesis (Hambrey, 1994) induciendo cambios en los patrones de la circulación atmosférica y oceánica (Zhang et al., 2012; Bradley, 2015). Estos cambios dieron como resultado modificaciones de ambientes que provocaran extinciones de especies y migraciones de poblaciones (The Royal Society & National Academy of Sciences, 2014).

El clima del pasado y su variabilidad han quedado plasmados en diferentes archivos naturales (e.g. conchas de bivalvos, capas de sedimentos marinos, entre otros) (Fisher & Wefer, 1999; Masson-Delmotte et al., 2013; Bradley, 2015) de los cuales se obtienen descriptores o proxies tales como isótopos estables (e.g. $\delta^{18}\text{O}$). A partir de los registros, se pueden inferir parámetros climáticos como la temperatura del mar (Fisher & Wefer, 1999; Mann, 2002; Braconnot et al., 2012).

Conocer climas pasados es importante porque: (i) brindan información sobre el rol de distintos forzantes externos, (ii) sobre mecanismos de retroalimentación además de (iii) constituir una fuente de validación para modelos climáticos como los del PMIP3 y CMIP5 (Braconnot et al., 2006; Braconnot et al., 2012; Schmidt et al., 2013; Bradley & Bradley, 2015; Harrison et al., 2015).

Según la Paleoclimatología, el clima del Holoceno fue el resultado de cambios en los parámetros de Milankovitch (Berger, 1988; Clement et al., 2001; Prado et al., 2013). El Holoceno Temprano (HT) y HM se caracterizaron por una mayor insolación del verano en el Hemisferio Norte (HN), desplazamiento de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) en el HN, y alta variabilidad en precipitaciones en Sudamérica (Bush, 1999; Koutavas & Lynch-Stieglitz, 2004; Wanner et al., 2008; McGee et al., 2014; Seilles et al., 2016).

Es así que el HM representa un hito en el estudio del clima por las condiciones de frontera del sistema climático (HM) que permiten la comparabilidad con el presente (Wanner et al., 2008), el principal forzante se conoce relativamente bien (Braconnot et al., 2012) y permite el estudio en los cambios del ciclo anual, la asimetría meridional en la zona ecuatorial y sus influencias sobre el desarrollo del ENSO (Emile-Geay et al., 2015a).

El clima actual de la costa peruana está íntimamente ligado a las características del océano Pacífico oriental y a su acoplamiento atmosférico (Strub et al., 1998; Diaz & Bradlel, 2005; Kessler, 2006; Garreaud et al., 2009). El sistema de corrientes de

Humboldt (SCH) localizado en las costas occidentales de Sudamérica, caracterizado por su alta productividad a consecuencias del intenso afloramiento durante casi todo el año (Bakun, 1990; Tarazona & Arntz, 2001; Montecino et al., 2005; Gutiérrez et al., 2011) es resultado del acoplamiento océano-atmósfera y es de vital importancia tanto para el clima con las condiciones ambientales.

Además, el SCH tiene una zona mínima de oxígeno muy extensa y superficial a nivel global, producto de la intensa remineralización y poca ventilación (Stramma et al., 2010; Gruber, 2011; Levin & Breitburg, 2015). Por otra parte, las surgencias costeras otorgan una temperatura superficial del mar mucho menor en relación a otras regiones a similares latitudes (Chavez & Messié 2009; Messié & Chavez 2015). Estas condiciones océano-atmosféricas dan como resultado una costa árida, con excepción de la zona norte (Tarazona & Arntz 2001).

El acoplamiento océano-atmósfera frente a Perú está sujeto a una alta variabilidad causado por los cambios estacionales, eventos cuasi-periódicos interanual y multidecadal (Cane, 2005; Fiedler & Talley, 2006; Wang & Fiedler, 2006; Garreaud et al., 2009; Deser et al., 2010), forzantes extra-tropicales y recientemente el calentamiento global producto del aumento del CO₂ atmosférico antropogénico (Vargas et al., 2006; Vecchi & Soden, 2007; England et al., 2014).

Una manera de abordar el estudio y proyecciones del clima es a través del uso de modelos climáticos acoplados (Knutti et al., 2013; Flato et al., 2014; Abramowitz & Bishop, 2015; Alexander & Easterbrook, 2015), sin embargo la cantidad de

modelos y sus resultados son parte del actual análisis y debate entre distintos grupos de investigación (CMIP5), basados en distintos criterios como la capacidad de recrear eventos y/o climas del pasado, identificación de incertidumbres, mejoramiento de las parametrizaciones de distintos procesos, etc. (Gettelman & Rood 2016a).

Un cambio en el equilibrio de las condiciones oceanográficas podrían reconfigurar las características ambientales del Pacífico oriental. Frente a esta realidad problemática se espera aprovechar datos paleoclimáticos para mejorar las previsiones del clima futuro respondiendo a dos preguntas: *¿Qué modelos del CMIP5 son capaces de simular consistentemente los cambios ocurridos en el HM de acuerdo a los datos paleoceanográficos disponibles?*

Es muy probable que no exista un modelo perfecto y que determinado modelo simule mejor el cambio de ciertos parámetros del clima, siendo una de las razones para usar diferentes modelos. Y además *¿Cuáles serían las implicancias para proyecciones futuras de 4CO₂ para las condiciones ambientales frente a Perú?*

Para responder a esta pregunta buscaremos paralelos (o antagonismos) entre las proyecciones del cambio del Holoceno Medio y del cambio climático futuro.

Para eso utilizamos los promedios anuales y mensuales de diferentes parámetros del clima y del ambiente marinos para los cuales existen datos del Holoceno Medio: Temperatura Superficial del Mar (TSM), Tasa de Precipitación (PR), Productividad

Integrada en la columna de agua (INTPP) y concentración mínima de Oxígeno (O2MIN).

La variabilidad climática en este trabajo no será estudiada debido a la poca disponibilidad de datos paleoceanográficos en la región costera de Perú (de alta resolución temporal). Por otro lado, algunos trabajos de comparación entre datos y modelos ya se dedicaron al estudio de la variabilidad del ENSO en el Pacífico ecuatorial (e.g. Emile-Geay et al., 2015) de modo que no se incluyó este tema en la tesis.

II.2 MARCO TEÓRICO

A) RECONSTRUCCIÓN PALEOCLIMÁTICA:

1. Registros paleoclimáticos

Las señales de cambios del clima pasado han quedado registradas en distintos archivos naturales, los cuales se han conservado a través del tiempo. Pueden ser: sedimentos marinos y lacustres, loes, hielo (glaciares), depósitos de cavernas (Espeleotemas) y restos biológicos sub-fosilizados (Wefer et al., 1999; Henderson, 2002; Bradley, 2015b) (Figura 1). Además de estos registros, existen evidencias en el ambiente que también otorgan información paleoclimática como ciertas características geomorfológicas: depósitos glaciares, superficies erosionadas (Bradley, 2015c), paleosols (Kraus, 1999), entre otros.

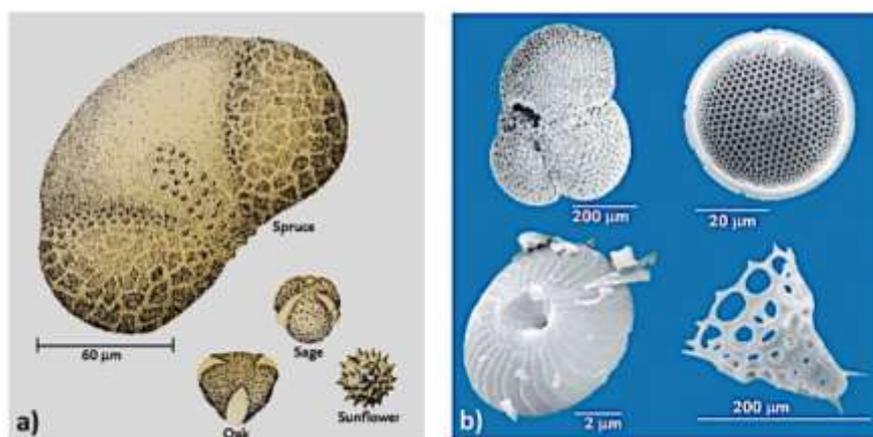


Figura 1. (a) Polen: un indicador proxy para clima sobre la tierra. Para intervalos jóvenes, el clima sobre la tierra puede ser reconstruido para cambios en la abundancia relativa de distintivos tipos de polen. (Cortesía de Alan Solomon, Environmental Protection Agency, Corvallis, OR) (b) Plancton: un proxy indicador del clima en el pasado. 4 tipos de restos de testas de plancton son comunes en sedimentos oceánicos: conchas de CaCO_3 están representados para foraminíferos planctónicos del tamaño de grano de arena (superior izquierda) y pequeños del tamaño de la arcilla llamados cocolitos (inferior izquierda); Conchas de SiO_2 del tamaño limo de diatomeas (superior derecha) y radiolario del tamaño de arena (inferior derecha). (Modificado de W. F. Ruddiman, "Climate Studies in Ocean Cores", in Paleoclimate Analysis and Modeling, ed. A. D. Hecht [New York: John Wiley, 1977].) Tomado de Ruddiman (2008).

Los registros paleoclimáticos otorgan información valiosa sobre forzantes del pasado. Composición de roca (e.g. dacita), núcleos de hielo, por ejemplo, registran explosiones volcánicas a través de la conservación de sales de sulfatos de origen no marino, los que provienen después eventos explosivos (Costa et al., 2003; Verosub & Lippman 2008); cambios en la radiatividad de gases de efecto invernadero (CH₄, CO₂ y N₂O) son también registrados en burbujas dentro de núcleos de hielo. (Bradley & Bradley 2015).

Dentro de estos registros es posible encontrar información de parámetros ambientales como la temperatura o salinidad del mar del pasado que obviamente no pueden ser medidas directamente. Estas variables influyen la química y biología de los registros marinos, por ejemplo, y esto sí es posible de ser cuantificado y de esta manera se reconstruye condiciones ambientales pasada a través de aproximaciones o uso de proxies (Henderson, 2002).

2. Proxy

Los proxies son indicadores o descriptores del clima pasado, sin embargo no corresponden a la realidad de cómo se desarrolló el clima exactamente, y son vulnerables a registrar la señales climática con sesgos potenciales a causa del efecto de su propio ciclo vital en relación al ciclo estacional o al efecto de la sensibilidad a los cambios climáticos de los organismos, i.e. que tan inertes son los organismos proxies para registrar los cambios físicos del clima (Schneider et al., 2010).

Es un indicador indirecto del clima, es un registro per se que es interpretado, usando principios físicos y biológicos para representar algunas combinaciones de variaciones relacionadas al clima pasado (Wefer et al., 1999; Planton, 2013). Estos proxies contienen la señal climática del pasado, la cual generalmente está superpuesta a "otras señales o ruidos", los que actúan como interferencia en la interpretación. Este ruido proviniendo de factores que no están relacionados al clima (Bradley, 2015b).

Extraer la señal climática involucra interpretar o calibrar el proxy. La calibración usa registros climáticos actuales para entender cómo y en que medida estos potenciales proxies son clima-dependientes y a partir de ahí realizar extrapolaciones (Gettelman & Rood 2016b). Asumiéndose que las relaciones modernas observadas han operado inalterables a través del periodo de tiempo en interés (Principio de uniformitarianismo).

Sin embargo, no todos los climas actuales pueden ser análogos a los ocurridos en épocas pasadas, de ahí surgen dificultades en las reconstrucciones paleoclimáticas al utilizar erróneas relaciones modernas entre proxy-clima y proyectarlas al pasado (Sach et al., 1977; Jackson & Williams, 2004; Williams & Jackson, 2007 citados en Bradley, 2015a).

3. Tipos de registros paleoclimáticos y proxies

Existen distintos registros que no en todos los casos pueden dar una información de amplia extensión temporal, tampoco se encuentran en todas las locaciones o no

tienen la habilidad de resolver eventos climáticos con mucha resolución. Sin embargo, un buen ejemplo de registro son los sedimentos marinos, los cuales son potencialmente disponibles en un 70% de la superficie terrestre y pueden proveer registros continuos de proxies para el clima abarcando millones de años (Figura 2).

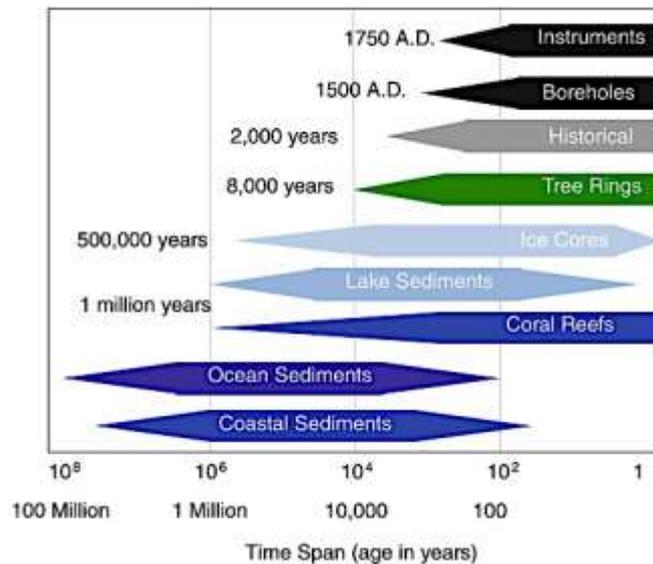


Figura 2. Registros proxies paleoclimáticos. Diferentes tipos de proxies son mostrados con el espacio de tiempo cubierto (en años antes del presente) por los proxies en el eje horizontal. La escala de tiempo es logarítmica. Data del Programa Paleoclimático de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica. Tomado de Gettelman & Rood (2016).

La dificultad radica en que los sedimentos son difíciles de datar con precisión; en la cual comúnmente existe una incertidumbre de $\pm 1\%$ de la edad verdadera de una muestra. Esta señal climática puede verse alterada o disminuir su resolución por mezcla de sedimentos por organismos marinos (bioturbación) y generalmente por tasas de sedimentación bajas, lo cual es un inconveniente especialmente en tomas de muestra en océano abierto (Bradley & Bradley 2015).

El $\delta^{18}\text{O}$ contenido en núcleos de hielo en los glaciares tropicales de los andes peruanos e.g. Quelccaya (14°S, 71°W, ~5670m) provee alcances sobre cambios en

la frecuencia de eventos El Niño, ofreciendo un gran potencial para registrar una historia climática milenial exhaustiva a una resolución sub-anual (Seimon, 2003).

Otro ejemplo de registro-proxy de $\delta^{18}\text{O}$ de alta resolución son los espeleotemas, que son formaciones minerales en cuevas de caliza, conocidas mayormente como estalagmitas y estalactitas o como depósitos de placas o “flowstone” (piedras de flujo) (Bradley, 2015d). Los espeleotemas están constituidos básicamente de carbonato de calcio, precipitados a partir de agua subterránea que se ha percolado a través de rocas carbonadas adyacentes. Ciertos elementos trazas, como el uranio, es depositado en la formación de los Espeleotemas y sirven para la datación (Bradley, 2015d). Las variaciones estacionales en la composición de elementos traza del agua subterránea que termina goteando, puede ser usada para la identificación de capas anuales (Treble et al., 2005), brindando una alta resolución temporal en el estudio paleoclimático (Figura 3).

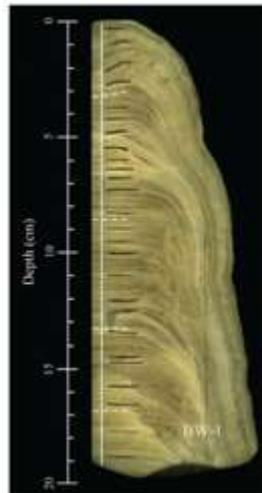


Figura 3. Una sección pulida de una estalagmita extraída de la cueva Kulishu, cerca a Beijing (39.6° N, 115.6° E, 610 m. snm). Los orificios pueden ser vistos donde las muestras fueron taladradas para la datación con ^{230}Th . La línea blanca vertical muestra el recorrido de las sub-muestras para el análisis de isótopos estables, y las líneas punteadas, indican la posición de las muestras para el test de Hendy. De Ma et al., 2012. Imagen tomada de Bradley 2015d.

Los primeros proxies constituyeron ensamblajes de fósiles marinos e.g. moluscos bivalvos (TAMAS) (DeVries & Wells 1990) junto con el uso del fraccionamiento de isótopos de oxígeno $\delta^{18}\text{O}$, (Andrus et al., 2002; Evans et al., 2002; Sandweiss et al., 2004; Carré et al., 2005) y carbono $\delta^{13}\text{C}$ para termometría y salinidad, además de la utilización de moléculas orgánicas: alquenonas (Nürnberg et al., 2015; Timmermann et al., 2014) dinosterol y colesterol (Makou et al., 2010; Meyers, 1997).

De los proxies anteriores, las alquenonas son un tipo de moléculas orgánicas que están constituidas por cadenas de carbono de 37 átomos (ketonas) sintetizadas por coccolitofóridos (haptofitas) y su grado de insaturación proveído por el índice UK'_{37} es comúnmente usado para la estimación de TSM (Conte et al., 2006).

Otros proxies son utilizados también en termometría: ratios de Mg/Ca, Sr/Ca (Corrège et al., 2000; Duprey et al., 2012; Lazareth et al., 2013; Timmermann et al., 2014) y $\delta^{44}\text{Ca}$ y como trazadores para identificar masas de agua y tasas de flujo del océano (circulación oceánica): Cd/Ca (Boyle & Keigwin 1985; Piotrowski et al. 2004), isótopos radiogénicos ^{14}C . Para la reconstrucción del ciclo del carbono se incluyen proxies para la productividad: $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$, concentración U; utilización de nutrientes: Cd/Ca, $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{30}\text{Si}$ (Doering et al., 2016); Alcalinidad: Ba/Ca; pH: $\delta^{11}\text{B}$. En el caso de concentración del ion carbonato: peso de foraminíferos, Zn/Ca y concentración de CO_2 : $\delta^{11}\text{B}$ y $\delta^{13}\text{C}$ (Tabla 1)(Henderson, 2002).

Tabla 1. Principales fuentes de data proxy para reconstrucciones paleoclimáticas. Tomado de Bradley (2015b).

Geológicas

Marino (núcleos de sedimentos oceánicos)

- *Sedimentos biogénico (fósiles plantónico y bentónico)*
 - Composición isotópica de oxígeno
 - Abundancia de flora y fauna
 - Elementos traza
 - Biomarcadores orgánicos
- *Sedimentos inorgánicos*
 - Polvo terrestres (eólicos) y restos de hielo; tamaño de grano.
 - Ratio elemental

Terrestre

- Espeleotemas (isótopos estables y composición de elementos traza)
- Depósitos glaciales y características de erosión glacial
- Sedimentos lacustres y características de erosión (líneas de costa).
- Depósitos eólicos (principalmente loess; también dunas relictas).
- Características periglaciares. -
- Características pedológicas (suelos relictos).

Glaciológicas

Geoquímicas (iones mayores, isótopos de oxígeno e hidrógeno).
Composición de gas y presión de aire en burbujas de aire.
Concentración de micro partículas y composición elemental
Propiedades físicas (i.e. Fábrica de hielo, "borehole temperature")

Biológicas

Anillos de árboles (ancho, densidad y composición de isótopos estables).
Polen (tipos, abundancia relativa y/o concentración absoluta).
Diatomeas, ostrácodos y otra biota en sedimentos de lagos (ensamblajes, abundancia y geoquímica incluyendo biomarcadores orgánicos).
Corales (geoquímica, fluorescencia y tasa de crecimiento).
Plantas microfósiles (edad y distribución).
Distribución de población moderna (refugios y poblaciones relictas de plantas y animales).

Históricas

Registros escritos de indicadores ambientales (fenómenos parameteorológicos)
Registros fenológicos

B) CLIMA DEL HOLOCENO

1. Forzamiento Orbital

En el HT y HM, la excentricidad, oblicuidad y precesión (conocidos como los parámetros de Milankovitch, (Figura 4) fueron diferentes respecto a la actualidad, primariamente en un aumento de la oblicuidad (Berger, 1988; Bush, 1999), lo que significó que la magnitud y distribución de la insolación fuera distinta, de tal forma que amplificó la estacionalidad (los veranos recibían más insolación en el hemisferio norte).

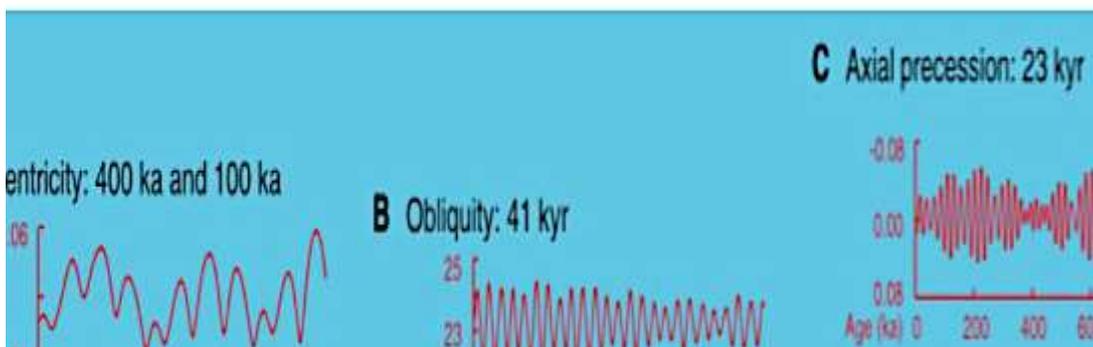


Figura 4. Las fuerzas gravitacionales ejercidas por otros astros afectan la órbita de la tierra. Como resultado, la cantidad y más importante, la distribución de la radiación proveniente del sol oscila con el tiempo. Hay 3 perturbaciones con 5 periodos: excentricidad (entre 400 y 100 kyr), oblicuidad (41kyr) y precesión (23 y 19 kyr). (A) Excentricidad se refiere a la forma de la órbita terrestre al rededor del sol, variando desde cerca a circular a elíptica. El efecto sobre la insolación es muy pequeño, sin embargo, y por sí misma no debería contar para cambios en el clima de la tierra durante el pasado. (B) Oblicuidad se refiere a la inclinación del eje de la tierra en referencia al plano de la elíptica variando entre 22.1C° y 24.5°C. A un ángulo de inclinación que aumenta, aumentará los contrastes estacionales, más efectivamente para las altas latitudes (e.g. inviernos en ambos hemisferios serían más fríos y veranos más cálidas a medida que la oblicuidad aumente). (C) La precesión se refiere a los “tambaleos” de los ejes de rotación, describiendo un círculo en el espacio con un periodo de 26 kyr. Modulado por la excentricidad orbital, la precesión determina donde en la órbita del sol a la tierra contrasta en un hemisferio y disminuye en el otro, El efecto es más grande en el ecuador y decrece con la latitud. Los periodos de la señal precesional modulada por la excentricidad sonde 23 y 19 kyr, periodos observados en los registros geológicos. Adaptado de Zachos et al. (2001)

Durante el Holoceno, los parámetros orbitales terrestres pudieron haber influido significativamente en el clima del Pacífico Tropical Este, lo que significó que los cambios en la precesión modularon la frecuencia y la intensidad del ENSO en al

menos 2 formas: (i) la precesión controla el contraste de calor durante invierno-verano en los trópicos, un aspecto fundamental para la tendencia subyacente de la inestabilidad tropical atmósfera-océano para generar eventos ENSO (Cane et al., 1997; Clement et al., 2000; Cane, 2005) (ii) Las variaciones en la precesión también podrían haber inducido un gradual desplazamiento de la posición de la ZCIT de su posición (extensión) más al norte en el HT a una posición más ecuatorial de la actualidad (Haug et al., 2001).

2. Holoceno Medio

Las condiciones marco para este periodo incluyen el final del derretimiento de las capas de hielo para el Hemisferio Norte ~8 kyr B.P. (Clark et al., 1999) y una concentración casi constante de los niveles atmosféricos de CO₂ (Indermühle et al., 1999). Se considera al HM como una subdivisión de la serie del Holoceno del subsistema Cuaternario perteneciente a la Era Cenozoica del Eón Fanerozoico. Transcurrió aproximadamente entre 8.000 a 4.000 años AP, y es un periodo de referencia para el PMIP, fijándose como fecha predeterminada promedio de inicio hace 6.000 años (6 ka AP) (Braconnot et al. 2006) (Figura 5).

Se caracterizó por un incremento (disminución) de la insolación de verano en el HN (Hemisferio sur, HS) si se comparan con las condiciones actuales. El cambio en la insolación, particularmente, se debió a la diferencia de casi 101° entre la longitud del HM y la longitud actual del peri-helio (Prado et al., 2013) lo que significó una disminución de aproximadamente -20Wm² para el HS desde enero a marzo, comparado con los valores pre-industriales (Bosmans et al., 2012).

Como consecuencia, el peri-helio (punto más cercano de una órbita planetaria en relación al sol) ocurrió durante el equinoccio de las primaveras australes (es decir, para el HM la máxima temperatura se alcanzaba en primavera, en donde el verano no pudo amplificar su temperatura mayor), en cambio, actualmente, el peri-helio ocurre durante los solsticios de veranos australes (Joussaume & Braconnot 1997).

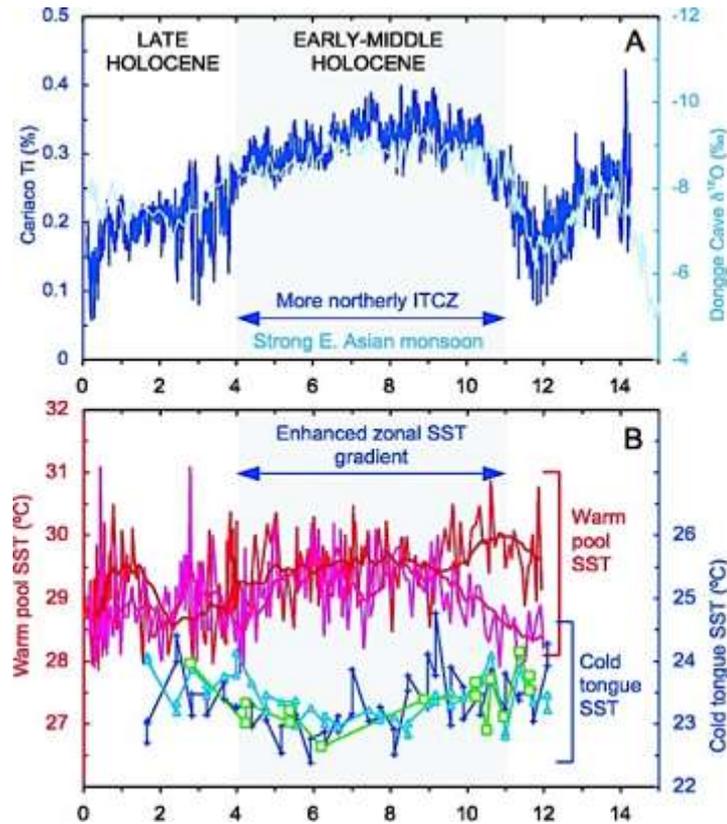


Figura 5. Reconstrucciones de TSM en el Holoceno a través del ratio Mg/Ca del Pacífico ecuatorial (B) comparado con registros de la ZCIT, Monsón del este de Asia. (A) Porcentaje (%) de Titanio en el sitio 1002C del Ocean Drilling Project en la cuenca de Cariaco (azul oscuro) (Haug et al., 2001); δ¹⁸O de estalagmita D4 de la cueva Dongge en China (celeste) (Yuan et al., 2004) (B) TSM a partir de Mg/Ca proveniente de la piscina de agua caliente occidental y de la lengua fría del Pacífico oriental: TSM a partir de *Globigerinoides ruber* de MD98-2181 (rojo) y M98-2176 (rosado) (Stott et al., 2004); TSM a partir de *G. ruber* de V21-30 (cruces azules) y V19-28 (cuadrados verdes abiertos; ajustados por +1.7°C) (Koutavas et al., 2006); TSM a partir de Mg/Ca de *G. sacculifer* de V21-30 (triángulos azules abiertos, ajustados por +1.2°C) (Koutavas et al., 2002). Línea gruesa que atraviesa los registros de la TSM de la piscina cálida son versiones suavizadas de la data sin procesar. Tomado de Koutavas et al., 2006.

Durante el desarrollo del ENSO, se observa que para su fase fría (La Niña) esta se ve acompañada por desplazamientos de la ZCIT hacia el norte, sucediendo lo contrario para su fase cálida (Deser & Wallace 1990). Por analogía, los cambios

climáticos en el HM observados a partir de los proxies en los registros, podrían haber resultado de los desplazamientos hacia el norte de la ZCIT, lo que favoreció la permanencia de los vientos alisios del sur este, que a su vez se vieron intensificados por el Anticiclón del Pacífico Sur, lo que promovió las surgencias (Emile-Geay et al., 2015).

C) DINÁMICA DEL PACÍFICO TROPICAL ORIENTAL

1. CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA

1.1. Sistema General de Vientos

La energía proveniente del sol es el motor de la circulación atmosférica en la tierra. La cantidad de calor de la radiación solar que recibe la tierra no es uniforme y esta varía latitudinalmente y con las estaciones, aunque en promedio las regiones ecuatoriales (tropicales) reciben mucho más calor que las regiones polares (Tomczak & Godfrey 2013).

El aire frío en los polos es más denso que el aire cálido en el ecuador; es entonces que la presión del aire en la superficie del mar o sobre tierra es determinada por el peso del aire sobre el punto de observación; en efecto, la presión del aire es mayor a nivel del mar sobre los polos que en el ecuador, visto de otra forma, se crea un gradiente de presión el cual es dirigido desde los polos hacia el ecuador. El gradiente de presión en la parte superior de la atmósfera tiene signo opuesto (Tomczak & Godfrey, 2013).

Las masas de aire que se dirigen hacia el ecuador siguiendo el gradiente de presión atmosférica, sufren una desviación de su trayectoria (por la fuerza de Coriolis) sobre el océano o tierra hacia el este en ambos hemisferios (en los trópicos) conociéndoseles como vientos Alisios o “Trade winds”, y el mismo efecto en la zona polar, donde los vientos adoptan el nombre de vientos polares del este, vientos catabáticos o “Polar Easterlies” (Brown et al. 2001; Stewart 2008; Tomczak & Godfrey 2013).

Bajo estos conceptos, el viento no sopla de una región de alta hacia una baja presión en una ruta directa, sino que, debido a la fuerza de Coriolis, tiende a seguir contornos de presión constante (isóbaras) Debido a que la tierra es un sistema rotacional con un flujo de aire más zonal (dirigido de este a oeste) que meridional (dirigido de norte a sur), la importancia del componente vertical del movimiento del aire es reducida (Tomczak & Godfrey 2013): el flujo puede circular la tierra con gran velocidad sin necesidad de elevarse o hundirse.

Esto origina una circulación diferente a la descrita anteriormente: el flujo zonal de alta velocidad se vuelve inestable creando remolinos, los cuales en su momento reorganizan la distribución de la presión del aire. Como resultado, una máxima presión de aire intermedia es establecida en latitudes medias. La inversión del gradiente de presión meridional establece una banda de vientos “del oeste” (Figura 6) Los navegantes los conocen bien y se refieren a ellos como los Roaring Forties, debido a que cerca de los 40° y 50° de latitud los vientos son comúnmente fuertes, altamente variables y muy borrascosos (Tomczak & Godfrey 2013).

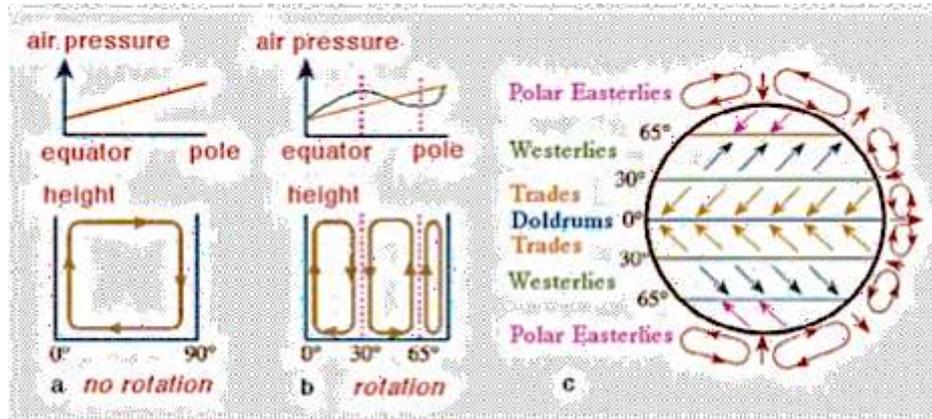


Figura 6. Diagrama esquemático de la distribución de presión meridional y movimiento de aire asociado a (a) una tierra sin rotación (b) una tierra rotando sin continentes, (c) vista desde arriba. Tomado de Tomczak & Godfrey, 2013.

1.1.1. Circulación de Hadley

Es un flujo a gran escala de la atmósfera dirigida por los gradientes latitudinales de calor, extendiéndose aproximadamente entre los trópicos de Cáncer y Capricornio cubriendo casi la mitad del área superficial del planeta. La circulación tiene una fuerte variabilidad estacional. Se manifiesta durante los equinoccios como un par de celdas relativamente débiles con una zona común de elevación cerca al ecuador denominada ZCIT. Un celda mucho más fuerte a través del ecuador marca las estaciones de solsticio con elevación de humedad en el hemisferio de verano y una extensa subsidencia de aire en el hemisferio de invierno (Webster, 2004) (Figura 7).

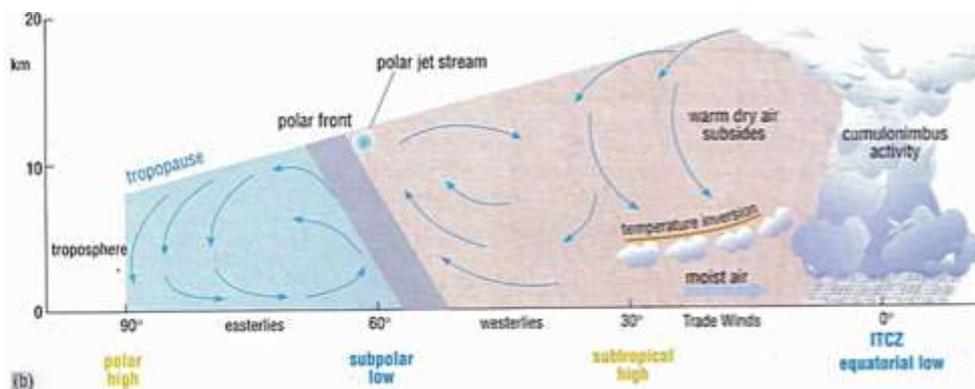


Figura 7. Vista longitudinal del modelo idealizado de circulación general del viento. Se visualizan la ZCIT a los 0°, la celda de Hadley (región tropical), Ferrel (región intertropical), Polar (región polar), el frente polar y vientos. Tomado de Brown et al., 2001.

1.1.2. Zona de Convergencia Intertropical

La zona de convergencia intertropical es un cinturón atmosférico circunglobal de intensa convección y lluvias, marcando la confluencia de los alisios del norte y del sur y dirigiendo la circulación de la celda de Hadley. Regula el ciclo hidrológico en la región tropical e interactúa fuertemente con la presencia estacional de la lengua fría ecuatorial del Pacífico. Actualmente la ZCIT está situada en el Hemisferio Norte casi permanentemente (Koutavas & Lynch-Stieglitz 2004). La posición de la ZCIT, la cual oscila entre los los $10^{\circ}\text{N} - 3^{\circ}\text{S}$ es controlada por el gradiente de temperaturas que se origina en las altas latitudes y el ecuador (Garreaud et al., 2009; Webster, 2004) (Figura 8 a).

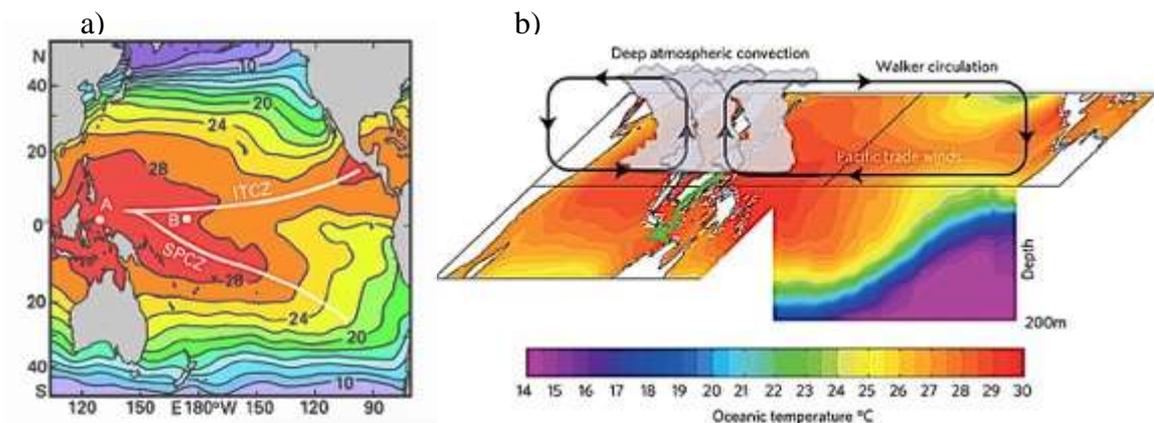


Figura 8. (a) Posición de la ZCIT y de la Zona de Convergencia del Pacífico Sur (ZCPS) en promedio anual, a partir de los datos de Levitus, 1982. Los Punto A y B son usados como referencias para el análisis de inestabilidades térmicas y de vientos (ENSO) en el Pacífico Ecuatorial; los colores muestran las temperaturas superficiales del mar. Tomado de Tomczak & Godfrey (2013). (b) Esquema de circulación de Walker en el Indo-Pacífico ecuatorial. Los colores representan la temperatura del mar. Tomado de Vialard (2015).

1.1.3. Circulación de Walker

La circulación de Walker del Pacífico es un componente principal de la circulación atmosférica global y su variabilidad está asociada con las variaciones de precipitación y temperatura sobre regiones dispersas del planeta (L'Heureux et al.,

2013). Las diferencias en su característica de presión a nivel del mar de oriente a occidente a lo largo del Pacífico tropical están relacionados con movimiento ascendente y profunda convección sobre el agua cálida al rededor de Indonesia, contrastando con la subsidencia y el enfriamiento radiativo neto sobre las aguas más frías del Océano Pacífico oriental (Bjerknes, 1969; Gill, 1980) (Figura 8 b).

1.1.4. Anticiclón del Pacífico Sur

Otro componente dentro de los patrones de circulación atmosférica y cuya importancia es vital para efectos de surgencia es el Anticiclón del Pacífico Subtropical Sureste, Alta del Pacífico o comúnmente denominado Anticiclón del Pacífico Sur (APS), considerado como origen de la forzante más importante para la surgencia, el cual dirige vientos a lo largo de la costa de Perú-Chile en dirección al Ecuador.

Los límites del APS por el norte está dado por la (ZCIT) y por el sur por el Frente Polar (FP) a nivel de circulación atmosférica. Asociado a el APS está la capa de inversión térmica (área de subsidencia), la cual se inclina hacia abajo de oeste a este creando una gradiente dentro y frente a la costa en términos de vientos y nubosidad (Strub et al., 1998).

2. CIRCULACIÓN OCEÁNICA

2.1. Masas de Agua Superficiales frente a Perú

Se debe considerar que los autores no coinciden con las definiciones de las masas de agua en delimitar sus características físico-químicas y su localización. Según

Wyrтки (1966) para el Pacífico Tropical este (15°N-15°S) se listan principalmente 4 tipos de masas de agua (Figura 9):

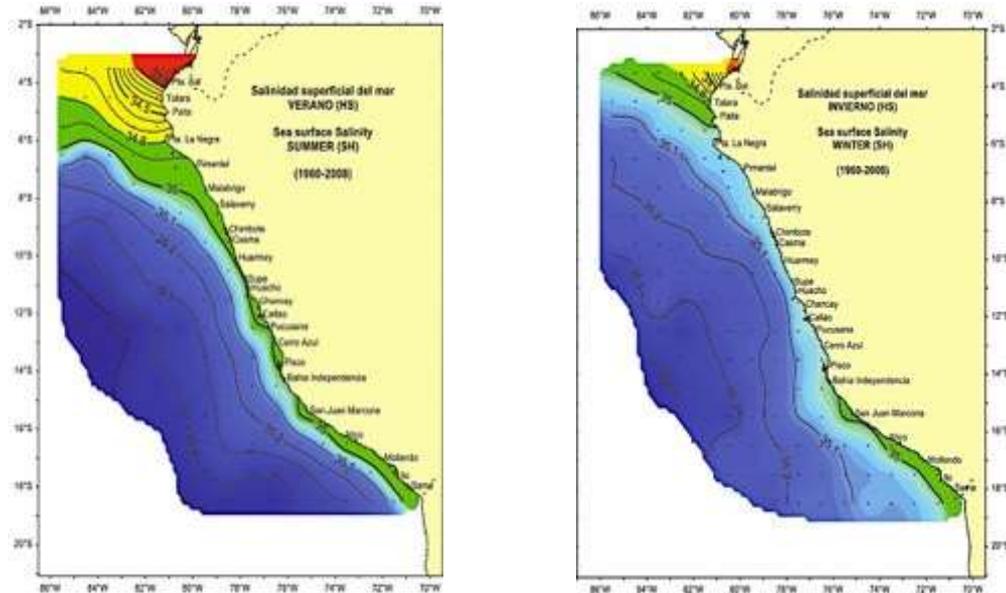


Figura 9. Promedio de salinidad superficial desde 1992-2011. Panel izquierdo corresponde para el verano y el derecho para el invierno. Los colores corresponderían a masas de agua: Rojo, ATS: Aguas Tropicales Superficiales (TSW); Amarillo, AES: Aguas Ecuatoriales Superficiales (ESW); Verde, ACF: Aguas Costeras Frías (CCW); Azul, ASS: Aguas Subtropicales Superficiales (SSW). Tomado de Morón (2011).

- TSW, Tropical Surface Waters (Aguas Superficiales Tropicales):

Temperatura $>25^{\circ}\text{C}$ y Salinidad ≈ 33.5 , al norte del Ecuador. Las salinidades más bajas resultan del exceso de precipitación sobre la evaporación cerca de la ZCIT.
- ESW, Equatorial Surface Waters (Aguas Superficiales Ecuatoriales):

Al sur del ecuador, de características intermedias $20^{\circ} < \text{Temperatura} < 24^{\circ}\text{C}$, $33.5 < \text{Salinidad} < 35$ y es formada por la mezcla de Aguas Costeras Peruanas (PCW), Subtropical surface waters (Aguas sub tropicales superficiales) y TSW en una banda angosta a lo largo del Ecuador entre 3°N y 4°N .

- SSW, Sub Tropical Surface Waters (Aguas Subtropicales Superficiales):
20° < Temperatura < 28°C y Salinidad > 35.0 es hallada al sur de los 4°S, con altas salinidades debido a la evaporación causada por la alta irradiación.
- PCW, Peru Coastal Waters (Aguas Costeras Peruanas):
Temperatura < 19°C y 33.5° < Salinidad < 35.0 es encontrada en una amplia región contigua a las costas de Perú, formada por la mezcla de aguas advectadas más frías, y ligeramente menos salinas con las SSW. Fiedler & Talley (2006) y Morón (2011) hacen referencia a estas masas de aguas como CCW, Cold Costal Waters, "aguas costeras frías ACF", Temperatura = 14-18°C, Salinidad = ~35. Que contendrían aguas de surgencia del sistema Perú-Chile y aguas provenientes del norte.

2.2. Masas de Aguas Sub-superficiales frente a Perú

- ESSW, Equatorial Subsurface Water (Aguas Sub Superficiales Ecuatoriales).
- SAAW, Subantarctic Water (Aguas Sub Superficiales).
- SAMW, Subantarctic Mode Water (Aguas Sub Antárticas Modo)
- (Figura 10).

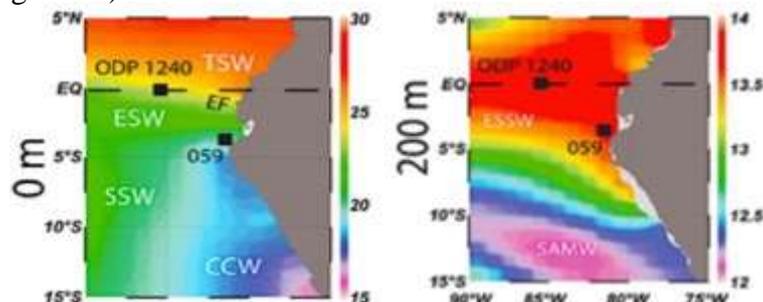


Figura 10. Masas de agua superficiales: TSW, ESW, SSW, CCW y Frente Ecuatorial (FE) para el invierno austral y masas de agua sub superficiales ESSW y SAMW para el invierno austral. Tomado de Nürnberg et al., 2015.

2.3. Sistema de Corrientes frente a Perú

Se describen algunas de las corrientes superficiales que predominantemente fluyen hacia el Ecuador (Montes et al., 2010) y son:

- PCC, Peru Coastal Current (Corriente Costera Peruana):

Llamada corriente de Humboldt, fluye a lo largo de la costa peruana y en sentido al ecuador y próxima a los 5° gira hacia el oeste para fluir en la Corriente Sur Ecuatorial (SEC). Transporta masas de aguas advectadas por las surgencias, las cuales son más frías y salinas hacia el norte a la lengua fría ecuatorial característica de la SEC.

- POC, Peru Oceanic Current (Corriente Peruana Oceánica):

Más profunda hasta los 700m, alcanza velocidades más grandes que la PCC.

Las corrientes sub superficiales constituyen una extensión de la EUC o Equatorial Under-Current, Peru-Chile Undercurrent y fluyen hacia el polo:

- PCUC, Peru-Chile Under-Current (Contra corriente Perú-Chile):

Transporta aguas deficientes en oxígeno, producto de la alta remineralización, a una velocidad de 4-10cms-1, con un flujo hacia los polos, la que impacta tremendamente en la distribución de las especies demersales y bentónicas. Es más intensa frente a Perú que frente a Chile.

- EUC, Equatorial Undercurrent (Sub Corriente Ecuatorial):

Se forma en el Pacífico oeste, a proximidades de Papua Nueva Guinea, con aproximadamente dos tercios de su masas de agua originadas de las aguas modo del Pacifico sur (Nürnberg et al., 2015) (Figura 11).

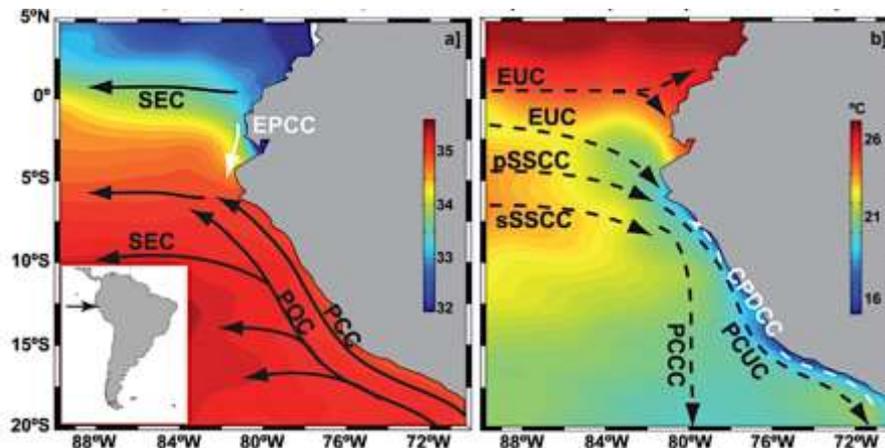


Figura 11. Colores del panel izquierdo, representan salinidad; panel de la derecha, TSM. Flechas sólidas, representa corrientes superficiales, que se dirigen hacia el ecuador; flechas punteadas, corrientes sub-superficiales con dirección al polo. Tomadas de Chaigneau et al. 2013.

2.4. Lengua Fría Ecuatorial

La corriente peruana de Humboldt (PCC, Peru Coastal Current), que fluye hacia el norte, se une a las surgencias nor-ecuatoriales para formar la lengua fría ecuatorial (LFE) (Chanzen et al., 2009). Esta última característica proporciona la inestabilidad atmosférica para conducir oscilaciones oceánicas del sistema ENSO y sus teleconexiones globales, y puede también, en escalas temporales más largas, explicar la persistencia de las glaciaciones del HN durante el transcurso de las edades de hielo Plio-Pleistoceno (Chazen et al., 2009).

La divergencia que existe en la lengua fría ecuatorial, mantiene las temperaturas más frías, siendo de máxima intensidad para fines del invierno austral (Strub et al., 2013). Durante la primavera y verano austral, la LFE colapsa y se retrae hacia la

costa debido al debilitamiento de los vientos alisios en el Pacífico Ecuatorial Este (Figura 12).

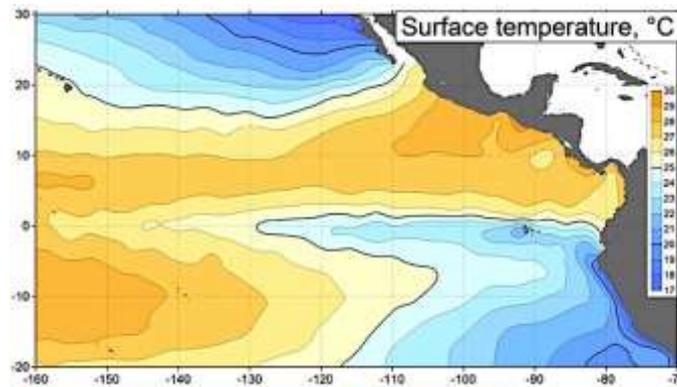


Figura 12. Promedio anual de la temperatura superficial del mar en donde se observa la lengua fría ecuatorial. Tomado de Fiedler & Talley (2006).

3. ACOPLAMIENTO EN LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA Y OCEÁNICA

Anteriormente se ha descrito las principales características tanto de la circulación atmosférica como oceánica del Pacífico sur oriental, sin embargo en la realidad, ambos componentes del clima global deben ser tratados como uno, es decir, un sistema dinámico y acoplado que a través de su interface aire-océano manifiestan flujos de momentum, calor y masa (Tomczak & Godfrey, 2013). Al ser un sistema dinámico, experimenta diversos modos de variabilidad, siendo El ENSO (El Niño-Southern Oscillation) uno de los que más repercute globalmente y dependiendo del área donde se exprese puede significar un impacto negativo en el Perú.

3.1. Mecanismos de retroalimentación o “Feedbacks”

Un “feedback” es una retro-acción interna o respuesta del sistema climático que altera o cambia el estado de un sub-sistema del clima (e.g. atmósfera, océano) pudiendo involucrar cambios compensatorios o desestabilizantes respecto al

estímulo o disturbio inicial frente a un cambio externo (forzante) (Bradley 2015a; Gettelman & Rood 2016a) (Figura 13).

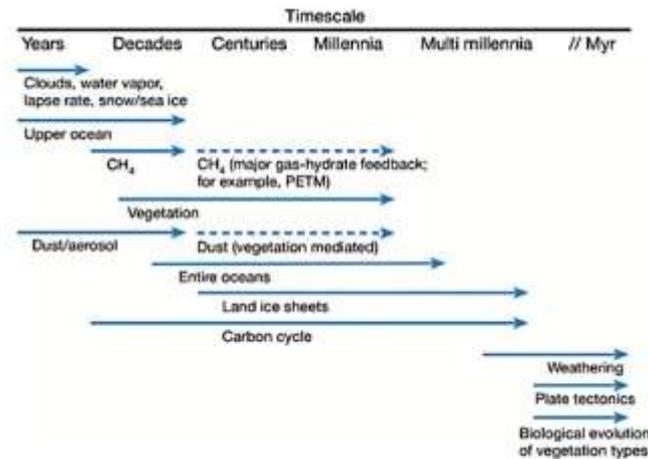


Figura 13. Escalas de tiempo de diferentes feedbacks que son relevantes para estimar la sensibilidad del clima en equilibrio. De PALAEOSENS (2013). Tomado de Bradley (2015a).

3.1.1. Feedbacks Positivos:

Las interacciones que tienden a amplificar las perturbaciones iniciales son denominadas feedbacks positivos, los cuales operan de forma que el sistema climático tiende a desestabilizarse (Gettelman & Rood 2016a). Ejemplo: Dado que las concentraciones de CO_2 aumentan, habrá un aumento de la absorción de radiación de onda larga terrestre por el CO_2 ; concomitantemente habrá un incremento en la absorción de radiación de onda larga por el vapor de agua resultado de la absorción de emisión proveniente de la superficie terrestre y la atmósfera (Figura 14 a).

Los niveles bajos de la troposfera aumentarán su temperatura, aunque la magnitud de este aumento es difícil de medir. Mientras la temperatura atmosférica aumente, la temperatura de las capas superiores del océano también aumentarán lo que provocará que el CO_2 que se encuentra disuelto sea liberado a la atmósfera, de este

modo reforzará las tendencias al aumento de temperatura por los procesos antes mencionados. Este ejemplo (simplista) de un feedback biogeoquímico-físico es conocido como “Efecto invernadero descontrolado” (Bradley, 2015a).

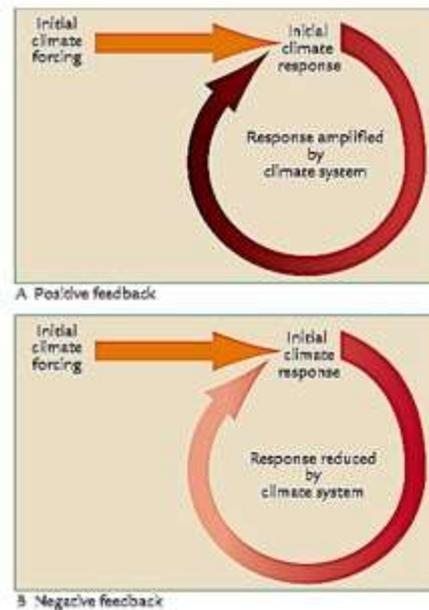


Figura 14. (a) Retroalimentación positiva dentro del sistema climático amplificando los cambios iniciales causados por factores externos. (b) Retroalimentación negativa neutraliza o suprime los cambios iniciales. Tomado de Ruddiman (2008).

3.1.2. Feedbacks Negativos:

Las interacciones o procesos que tienden a atenuar las perturbaciones iniciales son denominados feedbacks negativos, estos procesos permiten estabilizar las condiciones del sistema climático respecto al punto inicial de donde se dio la perturbación inicial (Gettelman & Rood 2016a) (Figura 14 b). Ejemplo: A medida de que las temperaturas aumentan, habría más evaporación de los océanos, lo que aumentaría la cobertura nubosa, esto aumentaría el albedo global, trayendo como resultado, de ahí una disminución de la energía solar en el sistema. Además, altas temperaturas en altas latitudes, asociada a la advección de humedad hacia los polos, podrían ocasionar mayores nevadas, resultando en un aumento del albedo

continental (y/o un periodo de menos nieve más corto) que al final significaría niveles promedios de temperaturas más bajas globalmente (Bradley, 2015a).

3.2. ENSO:

La Oscilación del Sur se refiere a los cambios de presión a nivel del mar en la región del Pacífico tropical, especialmente entre Darwin (oeste) y Tahiti (este) debido a anomalías de los vientos superficiales (Cane, 2005). El Niño es la ocurrencia de anomalías positivas de temperatura superficial del mar y una expansión e intensificación de la convección en el Pacífico tropical central y oriental (Deser & Wallace 1990), siendo esto último lo que impacta sobremanera la costa norte del Perú (Figura 15).

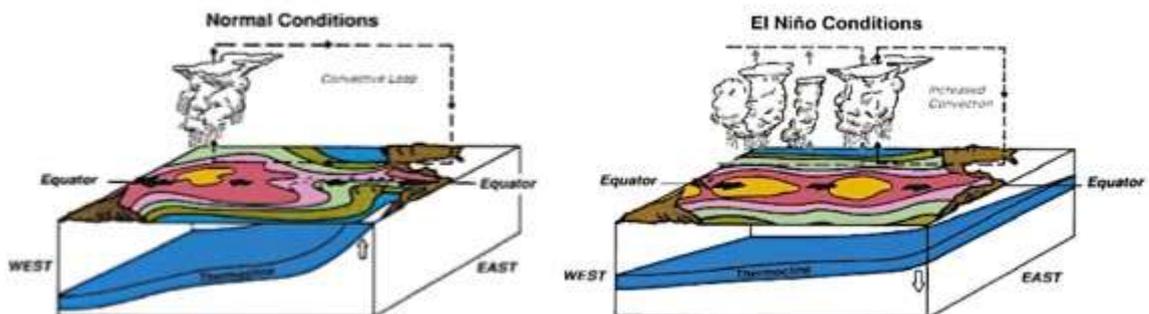


Figura 15. Esquemas para las condiciones estables y para El Niño en el océano y atmósfera del Pacífico ecuatorial en donde se ilustra el Feedback de Bjerknes. En las condiciones estables o no El Niño, la termoclina se encuentra cerca de la superficie y las temperaturas son frías en el oriente. Los vientos alisios son fuertes. Los vientos fuertes intensifican las surgencias dando como resultado una termoclina más superficial; el fuerte gradiente de temperatura superficial del mar entre oriente y occidente crea a su vez un fuerte gradiente de presiones a nivel del mar de este a oeste (una Oscilación más positiva), lo que causa vientos más fuertes. En condiciones El Niño, los vientos alisios se relajan, la termoclina se profundiza en el Pacífico oriental con temperaturas más cálidas. Los gradientes antes mencionados cesan, debilitando los vientos alisios, reforzándose las condiciones cálidas. Esquemas tomado de Cane (2005).

Estas condiciones oceanográficas se caracterizan por el hundimiento de la termoclina en el oriente, aumento del nivel del mar, presencia de masas de agua tropicales, formación de sistemas nubosos con precipitaciones pluviales muy

intensas en la costa norte del Perú: Tumbes, Piura y Lambayeque (Takahashi, 2004) y disminución de la productividad primaria y secundaria (Gutiérrez et al., 2011; Meuser et al., 2013). Actualmente se sabe que el ENSO es una inestabilidad propia del sistema acoplado del océano-atmósfera en los trópicos mas no un fenómeno como erróneamente se le denominaba (Tomczak & Godfrey 2013)

No existe una periodicidad clara para el desarrollo de El Niño, sin embargo se estima que entre cada 2 a 7 años es la ventana de ocurrencias, variando en intensidad (Tarazona & Arntz 2001). Según Rasmusson & Carpenter (1982) de acuerdo a sus análisis de datos sobre temperaturas superficiales del mar y anomalías de vientos, llegaron a determinar que el ENSO está “compuesto” de 05 fases: antecedente, inicio, pico, transición y madurez. Este enfoque de referencia al desarrollo del ENSO provee un marco de estudio en una visión amplia, aunque para fines de predicciones no es muy práctico (Tomczak & Godfrey 2013).

D) CARACTERÍSTICAS BIOGEOQUÍMICAS DEL MAR FRENTE A PERÚ

1. Ecosistema de Borde Oriental Perú-Chile

El ecosistema de surgencia peruano es un sistema de borde oriental caracterizado por una capa de mezcla superficial y alta productividad dirigida por la surgencia de aguas frías, ricas en nutrientes y pobres en oxígeno provenientes de profundidades intermedias (Pennington et al., 2006)

Los ecosistemas de surgencia de borde oriental (EBUE's, por sus siglas en inglés) se ubican a lo largo de las fronteras orientales de los océanos Pacífico y Atlántico, reconociéndose principalmente: los ecosistemas de Canarias, Benguela, Perú-Chile y California y se consideran entre las regiones más productivas de los océanos del mundo (Chavez & Messié 2009) y son las áreas específicas que conectan la zona costera hacia el océano abierto con los giros subtropicales. Los EBUE's se caracterizan por tener una alta actividad biológica y heterotrófica, pobre ventilación, lo que ocasiona ZMO's en aguas sub superficiales (Law et al., 2013) además de poseer poblaciones masivas de pequeños peces pelágicos como sardinas y anchovetas, y soportan grandes poblaciones de aves y mamíferos marinos, así como importantes pesquerías costeras (Bertrand, 2010)

Los EBUE's se constituyen básicamente por la acción de los vientos superficiales al océano y al efecto de la fuerza de Coriolis que empujan las aguas superficiales hacia alta mar provocando un efecto de "bomba" hacia la superficie (haciendo ' que aflore' aguas de capas profundas, formando lo que se conoce como Transporte de Ekman) advectando nutrientes hacia las capas superficiales iluminadas para dar soporte a la fotosíntesis (Chávez & Messié, 2009; Bakun et al., 2010) (Figura 16).

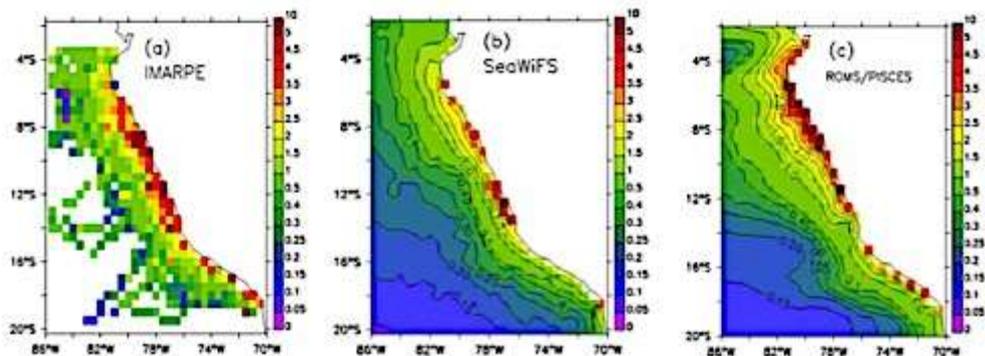


Figura 16. Clorofila promedio superficial (en mgChl/m^3): (a) IMARPE data in situ (1992 – 2004); (b) SeaWiFS data sobre los años 1997 – 2004; (c) modelo ROMS/PISCES (interpolado a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ de grilla). Tomado de Echevin et al. 2008.

La alta productividad que se observa en el sistema de corrientes Perú-Chile se debe principalmente a dos factores: las surgencias, que enfría y provee de nutrientes a las aguas cercanas a la costas, como resultado de un movimiento hacia la superficie de aguas profundas del transporte de Ekman, que se origina por el estrés del viento que sopla paralelo a la costa, y además por la succión de Ekman, que se origina como un estrés negativo frente a algunos kilómetros de la costa (Oerder et al., 2015).

2. Oxígeno

Las concentraciones de oxígeno disuelto superficial frente a las costas de Perú varían entre 2-7 mL⁻¹. Frente a la costa central de Perú, mínimos de oxígeno (<0,5 mL⁻¹) y frecuentemente anoxia (~0 mL⁻¹) ocurren entre los 50 a 700 primeros metros de profundidad, debido a la alta remineralización de los restos de materia orgánica acumulada (Tarazona & Arntz 2001). Sin embargo, valores bajos de oxígeno también podrían estar asociados con profundidades más superficiales (<20m) en bahías protegidas (Tarazona & Arntz, 2001).

Aunque las concentraciones de oxígeno a nivel del fondo de mar tienden a disminuir de norte a sur, debajo de la ZMO, estas concentraciones tienden a aumentar rápidamente. Debido a un influjo de aguas ecuatoriales, las cuales profundizan la oxiclina, los valores de oxígeno disuelto aumentan fuertemente en la capa de 0 – 100m durante eventos El Niño. En general, las concentraciones de oxígeno disuelto parecen ser el principal factor selectivo para la fauna de invertebrados bentónicos,

demersales y pelágicos y fauna de peces sobre la plataforma continental frente a Perú.

2.1. Zonas Mínimas de Oxígeno

En el interior de los océanos, especialmente en aquellos donde existe una gran productividad primaria, la materia orgánica particulada que se forma pasa a un proceso de re utilización llamado remineralización, lo que supone el consumo de oxígeno por los micro organismos que la llevan a cabo. Este proceso natural consume el oxígeno, el cual por diversos motivos (e.g. poca ventilación, corrientes lentas, mayor TSM, etc) se encuentra por niveles bajos. inclusive llegando a ser casi indetectables por los equipos de monitores forman las conocidas Zonas Mínimas de Oxígeno.

Típicamente se hallan en profundidades que oscilan desde los 100 hasta los 900 metros de profundidad (Karstensen & Ulloa 2009) en zonas de surgencia tales como el Pacífico Tropical Este (Figura 17), Mar de Arabia, Benguela y en menor extensión en el Atlántico tropical.

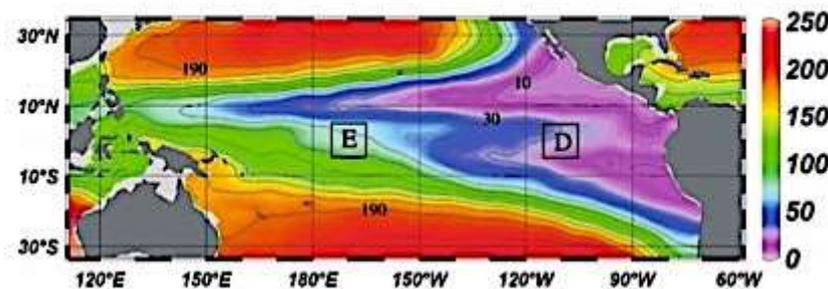


Figura 17. Climatología de promedios de concentraciones de oxígeno ($\mu\text{mol kg}^{-1}$ mostrado en color) a 400 m de profundidad contorneada a $20\text{-}\mu\text{mol kg}^{-1}$ a intervalos de 10 a $230\text{ }\mu\text{mol kg}^{-1}$ (líneas negras) utilizando el software Ocean Data View Tomado de Stramma et al. 2008.

Existen algunos mecanismo que afectan el desarrollo de los EBUE's (Mackas & Strub 2004):

- Alta variabilidad a escalas interanuales a decenales, las que se expresan en propiedades de las corrientes y masas de agua, productividad del fitoplancton, biomasa y composición de las especies.
- El rol de la complejidad topográfica: cañones, cabos, islas y fin de la plataforma produce importantes perturbaciones.
- la exportación o carencia de nutrientes, biomasa, y propágulos reproductivos a causa de la advección.
- Ocurrencia y consecuencia de procesos de desoxigenación, desnitrificación, cambios en composición de comunidades de ecosistemas bentónicos y preservación de sedimentos de series paleo oceanográficas.

E) ESTUDIO DEL CLIMA A TRAVÉS DE MODELOS

1. MODELO CLIMÁTICO

1.1. Definición

Son modelos numéricos que calculan cantidades o balances de materia, momentum (velocidad) y energía basados en las leyes físicas de las conservación. Por ejemplo, la energía es conservada (ni creada ni destruida) y puede por lo tanto ser contada (Gettelman & Rood 2016a). Un ejemplo es el cálculo del balance radiativo, el cual es el quid de los modelos para el estudio del calentamiento global:

$$S(1 - \alpha) = 4f\sigma T^4$$

En donde S es la radiación solar recibida en la tierra; α es el albedo planetario; f es la emisividad o factor de transmisión infra rojo; σ es la constante de Stefan-Boltzman ($5,67 \times 10^{-8}$ Watts $m^{-2} K^{-4}$); T la temperatura radiante.

1.2. Formulaciones básicas y constricciones

En última instancia, un modelo climático es una serie de procesos interrelacionados y un conjunto de ecuaciones o relaciones: leyes físicas de la termodinámica y mecánica de fluidos que controlan cómo evoluciona el sistema. Cada una de estas ecuaciones son resueltas para cada diferente locación en el modelo: un elemento finito.

1.3. Elementos finitos:

Cada proceso cuya representación en el modelo a través de las ecuaciones basados en las leyes de la física clásica de la mecánica, termodinámica y electromagnetismo son resueltos para cada locación física definido en un modelo: punto, celda o cuadrícula "grid box" (Figura 18).

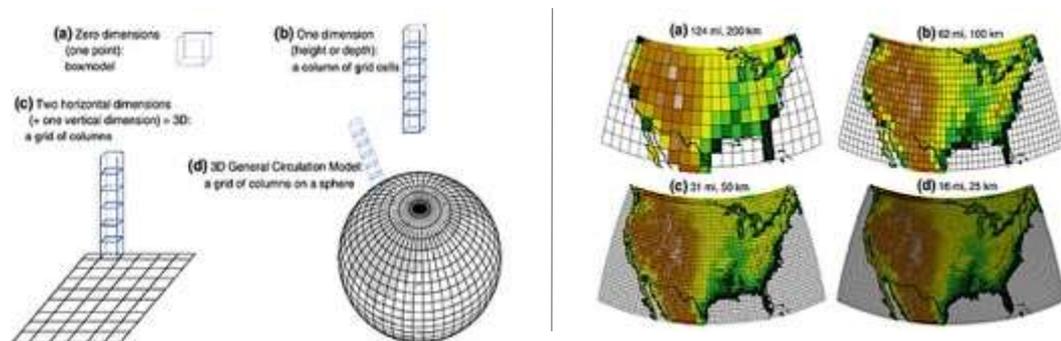


Figura 18. Izquierda: Dimensiones de los modelos y representación de los elementos finitos: cuadrículas o cajas y columnas. (a) modelo sin dimensiones o de una caja. (b) modelo de una sola columna (una dimensión en la vertical). Modelo tridimensional (3D) con dos dimensiones horizontales y una dimensión vertical. (d) Proyección 3D de las cuadrículas sobre una esfera. Derecha: Diferentes resoluciones de un modelo. El tamaño de la resolución es de a) 2° de latitud, b) 1° de latitud, c) 0,5° de latitud y d) 0,25° de latitud, la elevación se muestra en color. Tomado de Gettelman & Rood (2016a).

Cada uno de esas cuadrículas es un elemento finito para el cual cada modelo define diferentes procesos, usualmente representando una región determinada con un valor único. El término resolución de un modelo se refiere al tamaño horizontal de la

cuadrícula o equivalentemente al espacio entre los centros de dos cuadrículas diferentes. Una resolución más fina podrá otorgar o resolver procesos de manera más realista (Gettelman & Rood 2016a).

1.4. Parametrización de los procesos

La parametrización es la representación de los procesos climáticos a través de aproximaciones (hechas a través de ecuaciones) teniendo en cuenta las leyes físicas que los rigen. Las constantes usadas en las ecuaciones son empíricas y frecuentemente ajustadas para un mejor resultado en la descripción del clima actual. Esta es una de las razones de estudiar el clima pasado: verificar si los ajustes son robustos para condiciones de frontera diferentes.

1.5. Iteraciones:

Dado que los modelos climáticos están basados en elementos finitos en los cuales se resuelven diversos procesos en pasos de tiempo discreto, esto puede ser descrito como un bucle, en donde al terminar un paso de tiempo comienza otro.

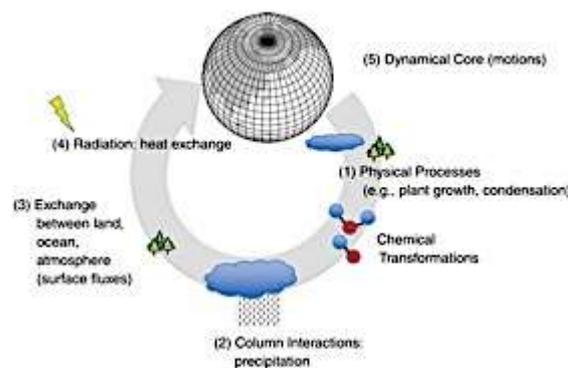


Figura 19. Mecanismo de avance del tiempo (e iteración) dentro de un modelo climático. El bucle de paso de tiempo típico de un modelo climático. Los procesos son calculados en una secuencia a cada momento. (1) Se inicia con la resolución de procesos y transformaciones físicas y químicas. (2) Interacción en la columna o niveles del modelo (superficie, fondo) . (3) Se resuelven los intercambios entre los diferentes componentes i.e. océano-atmósfera-tierra. (4) Cambios radiativos como intercambio de calor y radiación. (5) finalmente se resuelve la ecuación de movimiento. Tomado de Gettelman & Rood (2016a).

Los procesos de intercambio de materia y energía son resueltos en cada una de las cuadrículas en cada columna sobre la grilla para cada componente del modelo (Figura 19).

1.6. Incertidumbre

Pronosticar involucra proyectar lo que se conoce a través del uso de modelos, en lo que no se sabe. El producto de este ensayo es una predicción o pronóstico. Las predicciones no están exentas de ser erróneas, y la posibilidad de que una predicción este errada se denomina incertidumbre (Hawkins & Sutton 2009). Una incertidumbre no es una falla del modelo, sino que esto puede ser una característica observable y medible para que a partir de ella se pueda medir una confiabilidad en las predicciones.

1.6.1. Incertidumbre de modelo

Un modelo puede tener errores o aproximaciones internos o en sus parametrizaciones (errores de estructura).

1.6.2. Incertidumbre de escenario

El escenario es la incertidumbre en los inputs futuros del modelo. Factores no previstos o inputs en el modelo pueden cambiar o hacer más incierto el modelado, especialmente cuando se espera predecir a largo plazo.

1.6.3. Incertidumbre de condiciones iniciales

Respecto sobre las condiciones iniciales del estado del sistema usado en el modelo.

1.6.4. Incertidumbre total

Para estimar la incertidumbre total hay que evaluar los tres tipos de incertidumbres antes descritos. Estos tres tipos de incertidumbre operan en diferentes periodos: la incertidumbre de condiciones iniciales importa más para el corto plazo (i.e. Escalas estacionales o anuales) y la incertidumbre de escenario importa más para el largo plazo (décadas o siglos). Se puede ver en la Figura 20 que la incertidumbre más grande corresponde a de los modelos. Esto explica el motivo por la cual hacer comparaciones entre modelos representa una iniciativa importante, tal es el caso de los proyectos CMIP's.

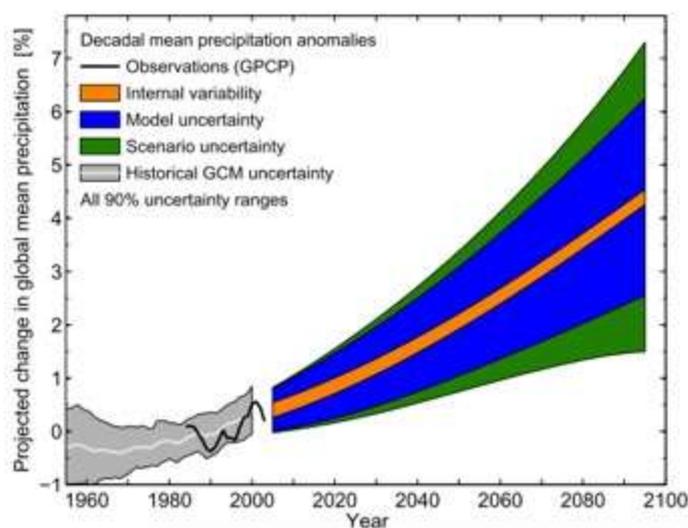


Figura 20. Incertidumbre total para promedios globales de modelos CMIP3, proyecciones de promedios decadales para el siglo XXI, separados en sus 3 componentes: incertidumbre de condiciones iniciales o variabilidad interna (naranja), incertidumbre de modelo (azul) e incertidumbre de escenario (verde). Las áreas grises muestran la incertidumbre de los modelos para el siglo XX de los mismos modelos GCM, con el promedio en blanco. La línea blanca muestra un estimado de los cambios históricos observados. Los datos corresponden a precipitación con observaciones de GPCP v2.1 (Adler et al., 2003). Tomado de Hawkins & Sutton (2011)

1.7. Jerarquía de modelos

A continuación se describirán algunos ejemplos de la jerarquía de modelos (Figura 21) tomando como base los modelos atmosféricos según Gettelman & Rood (2016a):

1.7.1. Modelo de caja:

Modelo simple que tiene solo una cuadrícula o "box" o un número muy reducido. Son usados para modelos de balance general de energía del sistema climático. Por ejemplo, un modelo de caja de balance de energía simple con una temperatura uniforme, desprecia las variaciones en la atmósfera respecto a la altitud, asumiéndola uniforme.

1.7.2. Modelo de una columna:

Representa varios niveles o estratos de los componentes del sistema climático. Representan de manera más realista las variaciones que puedan existir respecto a la altura y profundidad a causa de los flujos de energía, sin embargo no representan los flujos horizontales.

1.7.3. Modelo de dos cajas:

Buscan representar dos componentes del sistema climático para representar el flujo de energía, masas y formación de nubes para describir temperatura y precipitaciones regionales i.e. Modelos que representan la parte atmosférica oceánica versus la parte atmosférica terrestre o una caja para la región tropical y otra para la región polar.

1.7.4. Modelo de complejidad intermedia:

Aquellos que con algunas columnas buscan representar más de dos componentes del sistema climático: una columna para cada continente, una columna para cada cuenca oceánica y una columna sobre el hielo. Cada caja o cuadrícula está en

equilibrio internamente y con cada uno de los otros y puede intercambiar información con las demás cuadrículas y fronteras.

1.7.5. Modelos climáticos regionales:

Representan una área específica de la superficie terrestre. Esto les permite tener una resolución fina a diferencia de modelos globales, tienen un dominio limitado y poseen fronteras o “boundaries”. Modelar una área limitada permite incluir más procesos. El área limitada de las fronteras (la región afuera de los dominios del modelo) tienen que ser definidas a partir de alguna parte (pueden ser observaciones o data proveniente de otros modelos) para derivar los valores que serán dados para cada límite de los modelos.

1.7.6. Modelos de Circulación General

Aquellos que poseen el tamaño de grilla suficientemente buenos para representar los patrones generales de circulación atmosférica u oceánica, por ejemplo. En el caso de los modelos atmosféricos, no existen las fronteras horizontales

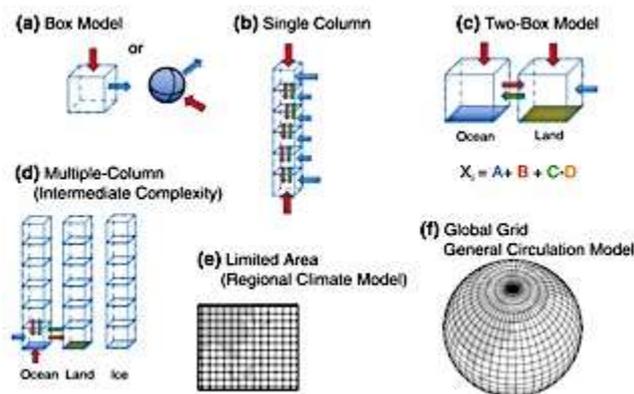


Figura 21. Jerarquía de modelos. Se muestran diferentes tipos de modelos climáticos basados en la simulación de la atmósfera. (a) modelo de una caja, (b) modelo de una columna (c) modelo de dos cajas (d) modelo de multiples columnas o llamados comunmente de complejidad intermedia (e) modelos climáticos regionales (tridimensional) (f) modelo de Circulación General (GCM) sobre una grilla global. Tomado de Gettelman & Rood (2016a).

Son modelos que conservan materia y energía, por lo tanto son utilizados para el entendimiento y predicción del clima.

1.7.7. Modelos Estadísticos

Modelos basados en técnicas de regresiones estadísticas que relacionan impactos o respuestas del clima a un estado variable basado en observaciones pasadas. Algunos son llamados modelos empíricos.

1.7.8. Modelos de Evaluación Integral

Integran un componente más, el antropogénico o la antropósfera el cual sirve para ingresar los efectos de la sociedad humana, a través de la economía, en el desarrollo del clima. Existe una representación más simplificada en la parte física del planeta. El objetivo principal de estos modelos es determinar el impacto a gran escala del clima en el sistema económico, proyectarlo hacia delante, y luego permitir que el sistema social se ajuste, quizá cambiando asimismo en los procesos (nuevas políticas), para proyectar el clima nuevamente.

1. MODELOS ACOPLADOS DEL SISTEMA CLIMÁTICO

Clase de modelo climático en el cual al menos dos diferentes componentes o subsistemas climático de la tierra interactúan. Un modelo acoplado típicamente acoplaría la atmósfera, océano y tierra y en algunos casos la química de la atmósfera de modo que las diferentes partes interactúen unas con otras (Figura 22). Cuando un modelo del sistema climático incluye el subsistema de biosfera (que contienen los flujos de carbono en plantas terrestres y fitoplancton), da como resultado una

descripción más completa del sistema; a este tipo de modelos se les denomina Modelos del Sistema Terrestre o simplemente modelos climáticos. Son muy complejos, llegan a tener hasta 500 000 líneas de códigos, escritos generalmente en Fortran, sin embargo lo que tienen en común con el modelo climático simple inicial es que son un conjunto de ecuaciones físicas juntas. Este acoplamiento (de componentes, como océano, atmósfera, hielo marino, tierra) determinaría el grado de dificultad, para saber cómo estarían relacionados o unidos los componentes entre sí o si alguno de ellos debería estar incluido dentro de otros (dentro de la atmósfera o el océano, por ejemplo) (Alexander & Easterbrook 2015).

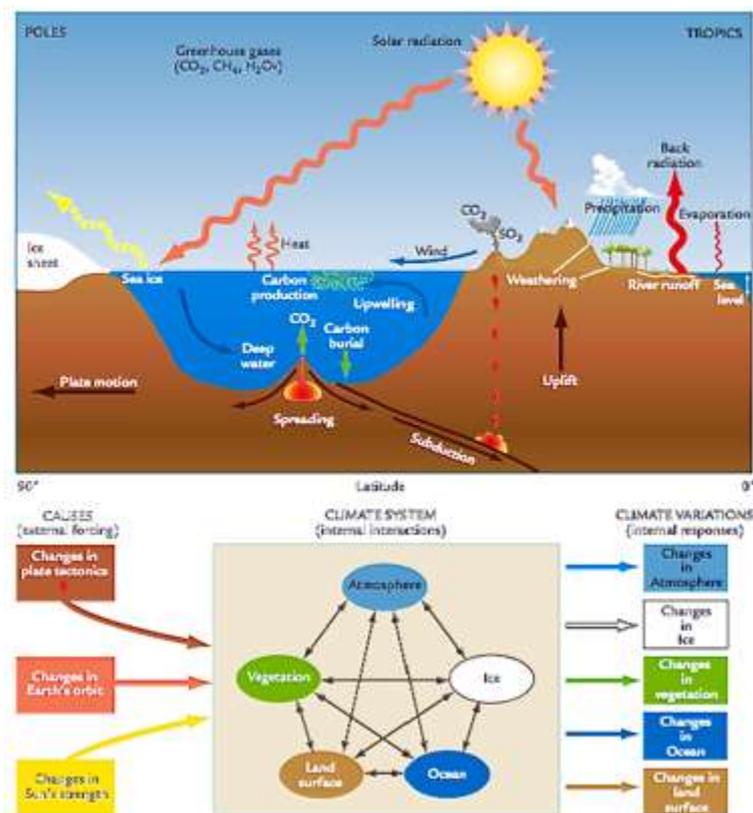


Figura 22. Sistema climático de la tierra e interacciones de sus componentes. El estudio del clima de la tierra cubre un amplio rango de procesos, indicados en la parte superior. Los científicos del clima organizan y simplifican esta complejidad, como se muestra en la parte bajo. Un pequeño número de factores o “forzantes” dirigen el cambio en el clima. Estos factores causan interacciones entre los componentes internos del sistema climático (aire, agua, hielo, superficie y vegetación). Los resultados son las mediciones de las variaciones conocidas como respuestas climáticas. Tomado de Ruddiman 2008.

2. PROYECTO DE INTERCOMPARACIÓN DE MODELOS CLIMÁTICOS FASE 5 – CMIP5

El CMIP5 o Coupled Model Intecomparisson Project (CMIP) provee un protocolo experimental estándar y una infraestructura que promueve a una diversa comunidad de científicos para analizar modelos de circulación global de un modo sistemático, proceso que permite un desarrollo de modelos así como estudios sobre cambio climático y entendimiento de las fluctuaciones climáticas del pasado (Voldoire et al., 2013) y su quinta fase (CMIP5) tiene por objetivo fundamental evaluar el grado de realismo de las salidas de los Modelos de Circulación General acoplados.

Para que exista la comparabilidad entre modelos, las condiciones de frontera e iniciales deben estar relativamente "estandarizadas", para que no exista una variabilidad conducida por procesos que no se consideren como fuentes de variaciones posibles en el clima o para su reconstrucción. Para evitar eso, es necesario que los "ensembles" o distintos arreglos para llevar a cabo las simulaciones hayan cumplido con los experimentos del núcleo o "core" (e.g. predicciones retrospectivas) en todos los casos para todos los grupos. De esa manera se podrán tener modelos estandarizados para su comparación entre sí (Taylor et al., 2012).

3.1. Niveles de agrupamiento de los modelos CMIP5

Como existen gran cantidad de simulaciones hechas por los modelos, estos se pueden agrupar convenientemente. Estas agrupaciones constituyen núcleos o

"cores", los cuales van a tener 1 ó 2 niveles o "tieres", de acuerdo al tiempo de su simulación.

3.1.1. Grupo 1: experimentos a corto plazo

Corresponden a experimentos cuyo periodo de tiempo es de 10 años, en algunos casos se inicializan en 1960, 1965, 1970 y así cada 5 años. En este grupo se puede medir la habilidad del modelo en predecir cambios climáticos en escalas de tiempo cuando el estado inicial del clima pueda ejercer alguna influencia. En este mismo grupo, hay un sub conjunto de experimentos cuya duración corresponde a aproximadamente 20 años inicializados en 1960, 1980 y 2005. En estos experimentos, como se trata de un periodo más largo, el efectos de los gases de efecto invernadero (GEI) debería cobrar más relevancia.

3.1.2. Grupo 2: experimentos a largo plazo

Incluyen experimentos del AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project), un experimento control acoplado y al menos un experimento del siglo XX que incluya todos los forzantes ("una corrida del modelo histórica"). También existen dos experimentos uno que representa aquel con las mayores emisiones posibles (RCP8.5) y uno mitigación media (RCP4.5). Para los experimentos de diagnóstico, hay las corridas de calibración con 1% de incremento de CO₂ por año para diagnosticar respuesta en un clima pasajero o transitorio, un incremento abrupto de 4xCO₂ para diagnosticar la sensibilidad del equilibrio climático y para estimar tanto los forzantes como feedbacks y hay TSM fijadas para refinar las estimaciones de los forzantes y ayudar a interpretar en las respuestas de los modelos.

II.3 JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO

Los modelos climáticos pueden otorgarnos información a corto plazo y darnos alcances sobre el desarrollo de un determinado evento meteorológico u oceanográfico (e.g. ciclones tropicales, ondas Kelvin,...), lo que es conocido como pronósticos. Pero también son capaces de darnos proyecciones del clima futuro, a partir de distintos escenarios de forzantes externos como el aumento de los Gases de Efecto Invernadero (GEI), aunque bajo un conjunto de incertidumbres. Sin embargo, en ambos casos, la información sobre el clima, permite tener distintas previsiones para afrontar potenciales impactos sobre el ambiente y sociedad.

Por todo lo mencionado anteriormente, es que los modelos climáticos resultan ser una herramienta de investigación y previsión muy importante. A pesar de que los modelos no son representaciones perfectas de la realidad, permiten tener un entendimiento de los mecanismos climáticos y su variabilidad en distintas escalas. Los modelos van perfeccionándose con el paso del tiempo, ya sea al incorporar en su diseño mejoras de los componentes del sistema climático u optimizando parametrizaciones de los procesos del clima, sumado al mejor rendimiento de procesadores computacionales.

La precisión o la habilidad que posee un modelo para representar determinado proceso climático se debe conocer mediante su evaluación, la cual generalmente utiliza la comparación de observaciones disponibles con las salidas de modelos, que a través del uso de distintos enfoques estadísticos y/o cuasi-cuantitativos, se

identifican aquellos procesos que deben mejorar su parametrización, intercambio de información en el acoplamiento, y determinar qué modelo es más adecuado para la simulación de un proceso en específico.

La evaluación permite desarrollar modelos con menores incertidumbres ya sea para pronosticar o como en el caso de esta investigación: simular un periodo climático del pasado (e.g. el Holoceno Medio) y proyectar el clima futuro bajo un escenario pesimista de un aumento de 4 veces de la concentración en GEI (4CO_2) y conocer las potenciales implicancias para el clima y ambiente del Perú. Simular climas del pasado (análisis retrospectivo) permite conocer el desempeño de los climas frente a un forzante conocido y estudiar el desarrollo de *feedbacks*, a través de observaciones indirectas (registros-proxies).

El uso de observaciones indirectas, en este caso, los registros-proxies en la información paleoclimática publicada, constituyen la fuente primaria para la evaluación de las salidas CMIP5 para el HM (6Ka), por lo que es fundamental la existencia de la información paleoclimática, lo que redundaría en una necesidad de continuar haciendo más investigaciones para encontrar nuevos registros-proxies que otorguen más información sobre climas del pasado y su variabilidad permitiendo evaluar más variables que los modelos simulan.

Sin embargo es necesario mencionar, que las comparaciones entre estas observaciones indirectas y las salidas de modelos paleoclimáticos descansan sobre la asunción de relaciones climáticas actuales, lo que hace que las comparaciones

deban hacerse cautelosamente, especialmente con variables complejas de interpretar y comprender, como es el caso de las variables biogeoquímicas, y también, la precipitación. Aún así, este método de evaluación ofrece grandes ventajas, como es que se ha ido observando en distintas investigaciones independientes en distintas áreas geográficas y para distintos periodos de tiempo.

Al tener entonces modelos que han pasado por una evaluación previa con el uso de la información paleoclimática, es posible (aunque no categóricamente), tener proyecciones más acertadas, que al menos nos otorguen un panorama del clima, probable, con el cual se puedan elaborar planes de prevención y de adaptación.

II.4 OBJETIVOS

General:

- Seleccionar modelos CMIP5 más consistentes respecto a las simulaciones del Holoceno Medio según los datos paleoceanográficos existentes para analizar sus proyecciones futuras 4CO₂ de las condiciones ambientales frente a Perú.

Específicos:

- Valorar la consistencia de las simulaciones de los modelos del CMIP5 para las condiciones oceánicas y climáticas promedias frente a Perú en la actualidad y durante el Holoceno Medio según los registros paleo-oceanográficos y paleo-climatológicos existentes.
- Discutir cambios futuros de las condiciones oceánicas y ambientales frente a Perú, para un escenario 4CO₂, basado en la evaluación de las simulaciones del pre-industrial y del Holoceno Medio.

II.5 HIPÓTESIS

Los modelos CMIP5 son capaces de representar consistentemente los cambios en la circulación oceánica y condiciones ambientales frente a Perú en el Holoceno Medio según los datos paleoceanográficos existentes.

La evaluación de los procesos de cambios oceanográficos y climáticos simulados por los modelos CMIP5 puede ser utilizada para estimar las previsiones futuras de esos modelos.

II.6 METODOLOGÍA

A) DISEÑO DE ESTUDIO

1. Tipo de estudio:

Investigación explicativa; experimental, en la que se ha intervenido deliberadamente en las parametrizaciones de los modelos para observar los diferentes resultados y establecer relaciones causa efecto. Transversal, por los análisis realizados en el clima del HM, Pre-Industrial (PI) y en un escenario futuro 4CO₂.

2. Población:

Estuvo constituida por todas las salidas de modelos CMIP5 que realizaron los experimentos o simulaciones del HM, 4CO₂ y PI.

3. Muestra:

Correspondió a las salidas de los modelos CMIP5 que simularon las variables: Temperatura Superficial del Mar (TSM), Tasa de Precipitación (PR), Productividad Integrada (INTPP), Concentración Mínima de Oxígeno (O2MIN) cuya frecuencia de tiempo fue mensual (“mon”) en periodos de 100 años de simulación, para el ensamble r1i1p1 (Tabla 1). Existe un ordenamiento de las variables determinado por el CMIP5 el cual indica a qué nivel mayor pertenece una variable en el modelamiento, denominándose campo de simulación o “Realm”. En esta investigación las variables que se eligieron correspondieron a los Realm “atmos” y “ocean”.

Tabla 2. Modelos seleccionados cuyas salidas tuvieron las variables de interés según la disponibilidad. Nótese que no todas las variables son simuladas por los modelos CMIP5 para los distintos experimentos o periodos de simulación.

MODELOS/VARIABLES	TSM	PR	INTPP	O2MIN
<i>Holoceno Medio</i>				
<i>CNRM-CM5</i>	X	X		
<i>FGOALS-s2</i>		X		
<i>GISS-E2R</i>	X	X		
<i>HadGEM2-CC</i>	X	X	X	X
<i>HadGEM2-ES</i>	X		X	X
<i>IPSL-CM5A-LR</i>	X	X	X	X
<i>MIROC-ESM</i>	X	X	X	
<i>MPI-ESM-P</i>	X	X		
<i>MRI-CGCM3</i>	X	X		
<i>Pre Industrial</i>				
<i>CNRM-CM5</i>	X	X		
<i>FGOALS-s2</i>		X		
<i>GISS-E2R</i>	X	X		
<i>HadGEM2-CC</i>	X	X	X	X
<i>HadGEM2-ES</i>	X		X	X
<i>IPSL-CM5A-LR</i>	X	X	X	X
<i>MIROC-ESM</i>	X	X	X	
<i>MPI-ESM-P</i>	X	X		
<i>MRI-CGCM3</i>	X	X		
<i>Escenario 4CO₂</i>				
<i>CNRM-CM5</i>	X	X		
<i>FGOALS-s2</i>				
<i>GISS-E2R</i>	X	X		
<i>HadGEM2-CC</i>				
<i>HadGEM2-ES</i>	X		X	X
<i>IPSL-CM5A-LR</i>	X	X	X	X
<i>MIROC-ESM</i>	X	X	X	
<i>MPI-ESM-P</i>	X	X		
<i>MRI-CGCM3</i>	X	X		

B) OPERACIONALIZACIÓN DE LAS VARIABLES

1. Variables independientes

En los experimentos CMIP5 las variables independientes que cambian de un experimento a otro son la insolación en la parte más superior de la atmósfera, la que varía para el experimento del HM, según los parámetros de Milankovitch y la

concentración de gases de efecto invernadero, cuádruplicado en el experimentos denominado 4CO₂. Esos experimentos constituyen el conjunto de modelos climáticos acoplados del CMIP5, los cuales fueron seleccionados de acuerdo a la disponibilidad de experimentos (escenario de cambio abrupto de concentración de CO₂ atmosférico y periodos de tiempos simulados) y las variables de estudio que contengan. Ver tablas 2 y 3. (Figura 23).

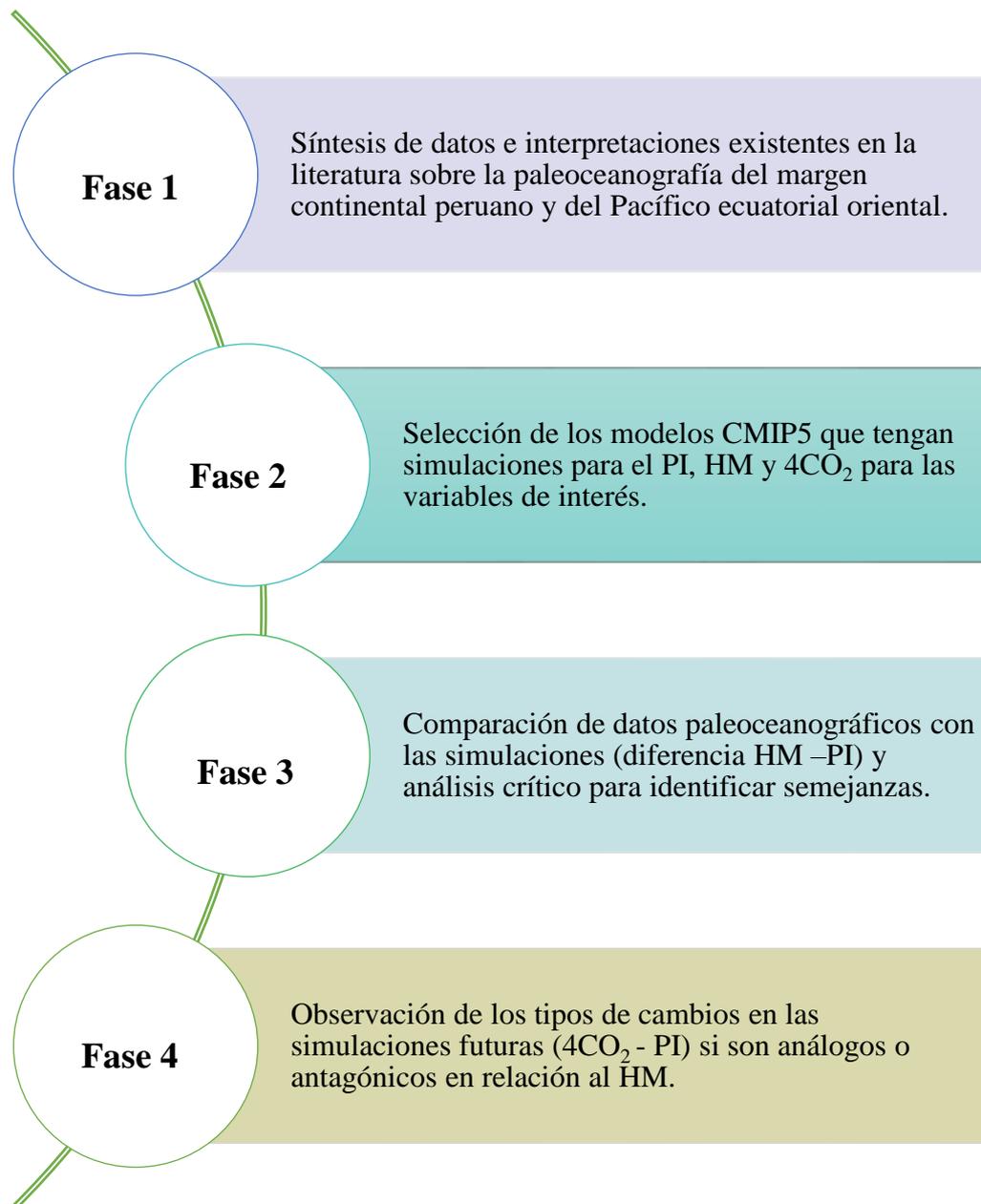


Figura 23. Esquema donde se describen las fases metodológicas de desarrollo de la investigación.

Tabla 3. Modelos CMIP5 seleccionados con sus resoluciones (Latitud x Longitud) y niveles verticales (L) para los componentes atmosféricos (AGCM) y oceánicos (OGCM).

Id Modelo CMIP5	Instituto	Nombre completo	AGCM	OGCM
CNRM-CM5	CNRM-CERFACS	Centre National de Recherches Meteorologiques -CM5	1,4°x1,4°L31	1°x1°L42
FGOALS-s2	LASG	The Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System model, Spectral Version 2 (FGOALS-s2)	1,66°x2,8°L26	1°x1°L30
GISS-E2-R	NASA	Goddard Institute for Space Studies ModelE version 2, Russell ocean model	2°x2,5°L40	1°x1,25°L
HadGEM2-CC	MOHC	Hadley Global Environment Model 2 - Carbon Cycle	1,25°x1,875°L60	1°x1°L40
HadGEM2-ES	MOCH	Hadley Global Environment Model 2 - Earth System	1,25°x1,875°L38	1°x1°L40
IPSL-CM5A-LR	IPSL	IPSL-CM5A-LR;atmosphere:LMDZ5A(95x96L39);ocean:NEMOv3.2 (OPA-LIM-PISCES)	1,875°x3,75°L39	2°L31
MIROC-ESM	JAMSTEC	Model for interdisciplinary Research on Climate - Earth System Model	2,815°x2,815°L80	1,4°x1°xL44
MPI-ESM-P	MPI-M	MPI Earth System Model running in low resolution grid and paleo mode	1,9°L47	1,5°L40
MRI-CGCM3	MRI	Meteorological Research Institute Couple Global Climate Model version3	1,1°L48	1°L51

Tabla 4. Instituciones que desarrollaron los modelos CMIP5 seleccionados, mejoras respecto a versiones anteriores (CMIP3) y programas que integran los modelos.

Id Modelo CMIP5	Fundación	Investigador principal	Descripción
CNRM-CM5	Centre National de Recherches Meteorologiques – Centre Europeen de Recherche et Formation Avancees en Calcul Scientifique	Aurore Voldoire	El componente terrestre (ISBA) ha sido independizado de la atmósfera mediante la plataforma SURFEX, que incluye parametrizaciones hidrológicas de sub-grilla, un nuevo esquema de formación de hielo y un nuevo paquete de parametrizaciones de flujos con la superficie oceánica. El coupler OASIS ha sido actualizado dando énfasis en la conservación de energía y derivas esporádicas (Voldoire et al., 2013).
GISS-E2-R	National Aeronautics and Space Administration	James Hansen	Con una discretización más gruesa de 4°x5° y 8°x10° disponibles por razones históricas y pedagógicas. Puede correr con 3 diferentes tratamientos de la composición de la atmósfera, en este caso, con la versión 1 o física. En esta versión el efecto indirecto del aerosol es parametrizado para tener un forzante específico para el año 2100. El componente oceánico sigue el planteado por el modelo de Russell. La parte terrestre es estructurada similar a la atmosférica. Respecto a su versión anterior, se han mejorado la biofísica del suelo y componentes vegetales (Gavin A Schmidt et al., 2014).
FGOALS-s2	Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences China, Tsinghua University China	*	Incluye cuatro componentes individuales: atmosférico, SAMIL2; oceánico, LASG IAP; terrestre, the Community Land Model versión 3 (CLM3) y un componente de hielo marino, the Community Sea Ice Model versión 5 (CSIM5) con un coupler que integra los flujos entre los componentes mencionados (Bao et al., 2013).
HadGEM2-CC	UK Met Office Hadley Centre	Neal Butchart	Configuración específica de HadGEM2 con 60 niveles para la atmósfera. Incluye un sistema de arrastre de ondas de gravedad no orográfico, producción de vapor de agua estratosférica a partir de la oxidación de metano y la remoción del componente de interacción química troposférica UKCA. Los oxidantes químicos son prescritos usando promedios decadales a partir de las simulaciones equivalente HadGEM2-ES.

HadGEM2-ES	UK Met Office Hadley Centre	Chris Jones	Presenta modificaciones de la versión anterior para HadCM3LC para la cubierta boscosa y para la productividad, completándose el ciclo del carbono en la parte biológica del océano, representando a las emisiones de dimetil sulfuro (DMS) provenientes del fitoplancton. Representación diferenciada de grupos fitoplanctónicos (diatomeas y no diatomeas) para la remoción de carbono por parte del esquema HadOCC. Mejora en la química de la atmósfera de aerosoles (e.g. sulfatos) y distribución del ozono troposférico
IPSL-CM5A-LR	Institut Pierre Simon Laplace	Jean-Louis Dufresne	Modelo de baja resolución que respecto a su versión anterior muestra las siguientes mejoras: un incremento de la resolución vertical con 15 niveles arriba de los 20Km; seis diferentes especies de aerosoles que podrían ser o prescritos externamente o computados on-line; el ozono estratosférico y troposférico puede ser o prescrito o computado on-line; mejoras en las parametrizaciones físicas del océano; modelos para el ciclo del carbono tanto para la parte oceánica y terrestre; cambios del uso de tierra pueden ser extremadamente impuesto .
MIROC-ESM	University of Tokio, NIES y JAMSTEC	*	Incluye un componente de aerosol on-line: SPRINTARS 5.00, un componente oceánico con un componente de hielo marino: COCO 3.4 y un modelo de superficie terrestre: MATSIRO, acoplados a través de K-1. El componente atmosférico con química de la atmósfera es denominado CHASER 4.1. Un componente oceánico ecosistémico nutriente- fitoplancton-zooplancton-detritus (NPZD) finalmente un componente terrestre ecosistémico que involucra la dinámica vegetal SEIB-DGVM (Watanabe et al., 2011).
MPI-ESM-P	Bundesministerium fuer Bildung und Forschung	Marco Giorgetta	Componentes ECHAM6 & JSBACH / MPIOM & HAMOCC acoplado via OASIS3. Para experimentps con el modelo MPI-ESM-P: feedback de vegetación dinámica y uso de tierras sobre el desarrollo de clima es despreciado, data externa de uso de tierra y parámetros orbitales (prámetros orbitales de Kepler) son insertados a apartir de archivos externos.
MRI-CGCM3	Meteorological Research Institute	*	Métricas regionales del estado promedio de la distribución meridional de los flujos de onda larga y promedio zonal de los promedios de onda corta en TOA RMSE de la distribución geográfica de la precipitación .

2. Variables dependientes:

(i) Físicas

- **Temperatura Superficial del Mar – TSM**

Unidad: grados Celsius, °C. Podría diferir en áreas donde exista hielo marino, sin embargo para el área en estudio esta condición es despreciada. Para MRI-CGCM3 y MPI-ESM-P los datos se obtuvieron del Realm “atmos”, denominada temperatura superficial o “skin temperature – ts”. Como la unidad por defecto es en grados Kelvin (K), hay que restar la magnitud de 273,15.

- **Tasa de Precipitación – PR**

Unidad: milímetros por día, mmd^1 . Es la precipitación que llega a la superficie, incluye tanto las fases líquidas como sólidas de todos los tipos de nubes (tanto aquellas de gran escala como las convectivas). La unidad inicial es $\text{Kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$, por lo que se multiplica por 86400 para cambiar la unidad a milímetros por día.

(ii) Biogeoquímicas:

- **Productividad Integrada – INTPP**

Unidad: miligramo de carbono por metro cuadrado por día, $\text{mgCm}^{-2}\text{d}^{-1}$. Técnicamente es la producción de carbono orgánico primario por todos los tipos de fitoplancton verticalmente integrada. Esto debería ser igual a la sumatoria de la productividad integrada por diatomeas más la productividad integrada de los demás tipos de fitoplancton. La unidad original de esta variable es $\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$, se le multiplica por el factor: 1037664 para trabajar en las unidades indicadas.

- **Concentración Mínima de Oxígeno – O2MIN:**

Unidad: mililitro por litro, mL⁻¹. Las unidades originales correspondieron a molm⁻³, sin embargo, las unidades con las que comúnmente se trabajan son mL⁻¹, para poder convertirlas se multiplicó por el factor 22,39. La investigación de Graco et al. (2007) fue utilizada como referencia para valores de oxígeno disuelto y la para la ubicación de la Zona de Mínima de Oxígeno (ZMO) actuales frente a Perú.

C) PROCEDIMIENTOS Y TÉCNICAS.

1. Diseño experimental

Valores para las condiciones de frontera y condiciones iniciales (Tabla 5) que son requeridos para la estandarización de las simulaciones del CMIP5 (Taylor et al., 2012).

Tabla 5. Valores establecidos por el CMIP5 y PMIP3 para las condiciones de frontera y estados iniciales para que los modelos puedan generar sus simulaciones para los diferentes experimentos.

PI					
Vegetación	OA Fijado			OAV Interactivo	
Capas de hielo	actual				
Topografía, línea de costa	actual				
Gases de efecto invernadero	CO ₂	CH ₄	N ₂ O	CFC	O ₃
	PI, alrededor de 1750				
	280 ppm	772 ppb	270 ppb	0	237 ppb
Constante solar = 1365 W/m ²					
Insolación	Eccentricidad		Oblicuidad	Precesión angular	
	0,016724		23,446°	102,04°	
Estado inicial del océano	Inicializa temperatura y salinidad en 3-D a partir de data de Levitus 1998				
Uso de tierra	sin perturbaciones				

HM					
Vegetación	OA igual que PI			OAV Interactivo	
Capas de hielo	igual que PI				
Topografía, línea de costa	igual que PI				
Gases de efecto invernadero	CO ₂	CH ₄	N ₂ O	CFC	O ₃
	280 ppm	650 ppb	270 ppb	0	igual que PI
Insolación	Eccentricidad		Oblicuidad	Precesión angular	
	0,018682		24,105°	0,87°	
Estado inicial del océano	Inicializa temperatura y salinidad en 3-D a partir de data de Levitus 1998 o a partir de los 100 años de control				
Uso de tierra	sin perturbaciones				

4CO₂					
Vegetación	OA Fijado			OAV Interactivo	
Capas de hielo	prescrito en PI				
Topografía, línea de costa	igual que PI				
Gases de efecto invernadero	CO ₂	CH ₄	N ₂ O	CFC	O ₃
	1120 ppm	772 ppb	270 ppb	0	igual que PI
Insolación	Eccentricidad		Oblicuidad	Precesión angular	
	0,016724		23,446°	102,04°	
Estado inicial del océano	prescrito en PI				
Uso de tierra	Cambio en el uso de tierra				

2. Área de estudio

Pacífico Tropical Ecuatorial oriental (10°N – 22°S y 100°W – 69°W) (Figura 24) en la que se delimitaron dos sub-áreas (s/á) de estudio una en el norte y otra en el centro-sur en las costas de Perú, cuya extensión se delimitó de acuerdo a la ubicación geográfica de los datos paleoceanográficos revisados y de acuerdo al tipo de variable analizada (Tabla 6).

Tabla 6. Coordenadas para las sub-áreas de estudio según la variable.

TSM	
Sub-área norte:	0°-5°S y 85°-81°W
Sub-área centro-sur:	11°-16°S y 79°-75°W
PR	
Sub-área norte:	2°-6°S y 81°-79°W
Sub-área centro-sur:	10°-14°S y 78°-76°W
INTPP, O2MIN	
Sub-área norte:	3°-5°S y 85°-81°W
Sub-área centro-sur:	11°-16°S y 79°-75°W

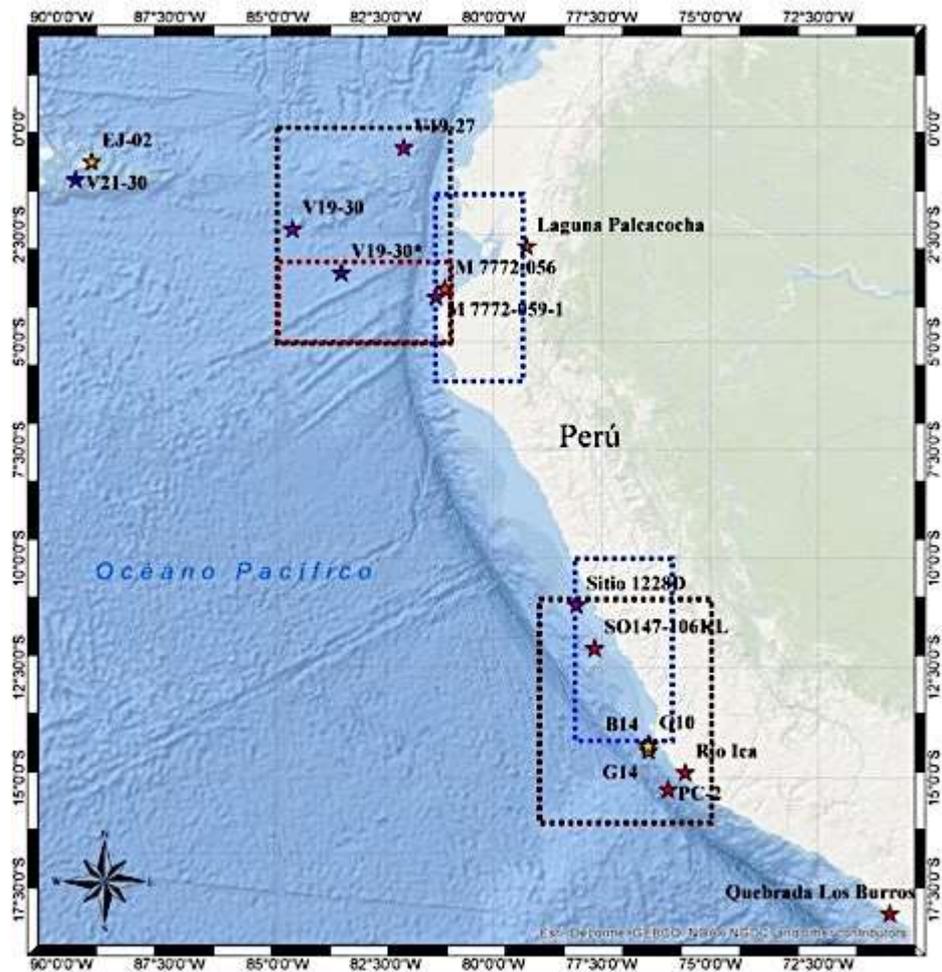


Figura 24. Área de estudio parcialmente mostrado con la localización de algunos registros paleoclimáticos en la margen costera peruana y Pacífico. En líneas punteadas coloreadas se muestran las sub-áreas norte y centro-sur para un distinto parámetro: negro, TSM; rojo, INTPP, y O2MIN; azul, PR.

3. Datos utilizados y software empleado

Se utilizaron las salidas mensuales para PI, HM y 4CO₂ correspondiendo a periodos en equilibrio climático, integrados en la base de datos del proyecto CMIP5. Los datos fueron graficados mediante rutinas propias para el software FERRET v6.3 y v7.0. Como referencia para los ciclos anuales actuales, se utilizaron los datos para TSM (Locarnini et al., 2010) y O2MIN (Garcia et al., 2010) provenientes del World Ocean Atlas 2009; para PR se utilizó data proveniente de CMAP (Xie & Arkin 1997) y datos satelitales MODIS para INTPP (Runnin S, 2015).

Para la evaluación de los datos se utilizó la información paleoceanográfica y paleoclimática existente en los diversos trabajos realizados en primera línea para el Pacífico Tropical, con especial interés para el Pacífico Tropical Sur Oriental y margen costera peruana, y en segunda línea, información paleoclimática en zonas de influencia del Pacífico a escala mundial.

4. Análisis de datos

Los análisis de resultados estuvieron enfocados en el verano e invierno austral donde existe mayor contraste estacional (Belmadani et al., 2014).

D) PLAN DE ANÁLISIS

1. Distribución espacial

Para la prueba de hipótesis se realizaron promedios anuales y estacionales correspondientes a los trimestres: enero, febrero, marzo (EFM) para la estación del verano y julio, agosto, setiembre (JAS) para la estación del invierno. Con estos

datos se realizaron climatologías para derivar las tendencias a través de diferencias entre los periodos del HM – PI y 4CO₂ – PI en las escalas temporales mencionadas anteriormente.

2. Representación del ciclo estacional

Se graficó el ciclo estacional para las sub-áreas norte y centro-sur de los promedios mensuales de las simulaciones para PI, HM y 4CO₂, de tal manera que se pudieron comparar el desarrollo de las fluctuaciones de las variables en términos de amplitud: reducción, amplificación; desfase: adelanto, atraso; presencia o ausencia de estacionalidad por modelo.

3. Pseudoproxy

Se realizó una ponderación de TSM combinando datos de promedios mensuales de TSM de modelos para los periodos HM y PI con datos satelitales de INTTP para crear una pseudo-TSM que ajustase mejor el ciclo estacional, de tal forma que se pueda apreciar si existe algún sesgo de los datos de modelos por efecto del ciclo anual y que a su vez se relacionen con la señal paleoclimática dado por la paleo-TSM obtenidas a partir de proxies de cocientes de Mg/Ca de foraminíferos o índice de saturación de alquenonas U^k₃₇ en coccolitofóridos. Se calculó como lo indica la siguiente fórmula:

$$PS_{\text{tsm}} = \frac{\sum_{i=1}^{12} (\text{TSM}_{\text{mod } i} \times \text{Chl}_{\text{sat } i})}{\sum_{i=1}^{12} \text{Chl}_{\text{sat } i}} \quad (1)$$

Donde:

TSM_{mod} = Temperatura Superficial del Mar mensual de modelo.

Chl_{sat} = Clorofila Satelital mensual.

III. RESULTADOS

A) SÍNTESIS DE DATOS PALEOCEANOGRÁFICOS

1. Selección temporal

Respecto al criterio para seleccionar la literatura científica para el HM, se tuvo en cuenta el enfoque usado por Prado et al. (2013) quienes examinan la extensión temporal del HM. Basados en sus consideraciones, para la selección de información paleoclimática en la literatura científica, se estimó al HM como el periodo de tiempo que inicia en ~6.000 cal años AP (e.g. Braconnot et al. 2012) sin embargo, dentro de las investigaciones, a causa de diversos errores de muestreo y por la resolución temporal de los registros, los que incrementarían incertidumbres para la datación, se cree conveniente considerar al HM como el periodo comprendido entre los 7.000 a 5.000 años cal. AP, como lo estimaron Prado et al. (2013).

2. Selección espacial

La evaluación de las salidas de modelos CMIP5 basadas en la información paleoclimática disponible se centró fundamentalmente para las dos sub-áreas seleccionadas: norte y centro-sur, las que se localizaron en el margen costero peruano o adyacente a él (Figura 25). Además, en algunos casos, parte de la información paleoclimática revisada no se localizó exclusivamente en dichas áreas. No obstante, brindaron información relevante para la evaluación de las simulaciones del clima pasado del Perú –en especial del área costera–, ya que esta información sirvió de complemento, a pesar de hallarse dispersa en diferentes

localizaciones, abarcando casi toda la extensión del continente sudamericano, ofreciendo un marco general del clima reconstruido para el HM.



Figura 25. Mapa con la localización de los registros-proxies utilizados para la evaluación de las salidas de CMIP5.

3. Recopilación paleoceanográfica.

Los artículos escogidos para elaborar un *pool* de datos paleoclimáticos estuvieron comprendidos por trabajos originales publicados en revistas indizadas, abarcando el periodo desde 1990 hasta el 2016. Entre los artículos seleccionados, sólo el 35% brindó información directa para la evaluación de las salidas de modelos CMIP5 exclusivamente para ambas sub-áreas de estudio correspondiente a un total de 14 publicaciones independientes, mientras que el restante 65% brindó información indirecta o complementaria, pero de gran relevancia, correspondiente a localizaciones muy por fuera del radio del área de estudio (e.g. Pacífico central sur, costa brasileña, islas Galápagos, entre otros) con un total de 26 publicaciones. En suma, un total de 40 artículos brindaron información útil para la evaluación de las salidas CMIP5 para el periodo del HM (Figura 26).

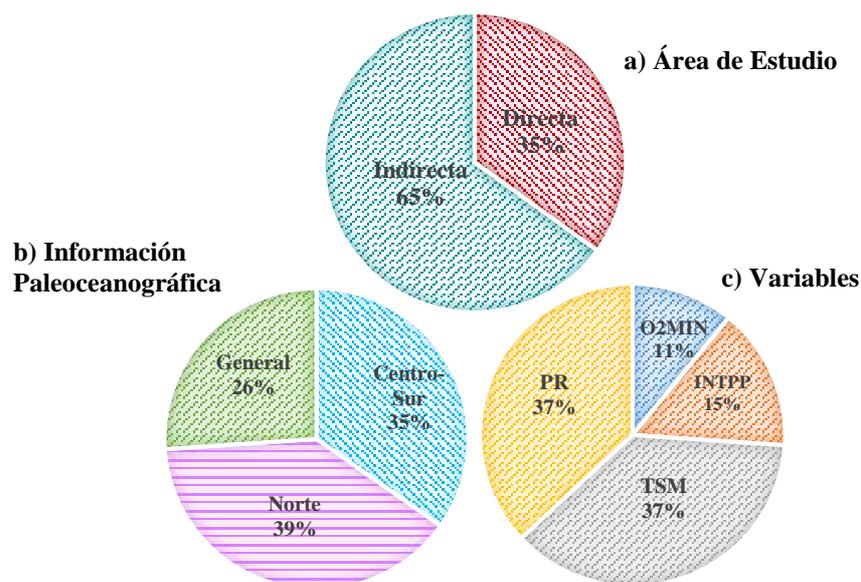


Figura 26. Diagrama mostrando los porcentajes para (a) información para evaluación del área de estudio. (b) información paleocanográfica de acuerdo a su localización y (c) variables con mayor interés de estudio por investigaciones independientes.

Del conjunto de información directa, la cantidad de publicaciones utilizadas para la evaluación de las sub-áreas norte y centro sur, fueron de un total de 39% y 35% respectivamente, mientras que un 65% correspondió a otras localidades, formando parte del conjunto de información indirecta.

De las variables analizadas por los distintos investigadores en el total de artículos utilizados, indistintamente de las sub-áreas de investigación (ya sea de manera directa o indirecta) un 74% correspondió a las variables TSM y PR, mientras que las variables biogeoquímicas son las que menos estuvieron disponibles o estudiadas, alcanzando sólo el 26%. Respecto a la cantidad de artículos con información directa, la variable TSM es la que más análisis tuvo.

El conjunto de información paleoceanográfica usada en la evaluación tiene un enfoque multiproxy, lo que significa que mientras se use distintos registros, los cambios pasados en el clima o en su sensibilidad climática podría ser mejor contrastada lo que significa que estos registros proveerán una reconstrucción más robusta de cualquier variable climática específica (Schmidt et al. 2013), comprendiendo una amplia variedad de registros e indicadores.

En muchos casos, los investigadores para obtener resultados más robustos, recurrieron al uso de distintos proxies a partir de un mismo registro, siendo los sedimentos biogénicos a partir de los cuales se obtienen Biomarcadores (e.g. UK₃₇, pigmentos fotosintéticos, etc) y distintos isótopos estables (e.g. $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{18}\text{N}$, $\delta^{30}\text{Si}$), siendo estos proxies los más recurrentes encontrados en la información paleoceanográfica consultada. En la siguiente gráfica se listan el total de proxies utilizados en general con la cantidad de veces que se encontró respecto a su uso a partir de información directa para la evaluación de las salidas de modelos CMIP5 (Figura 27).

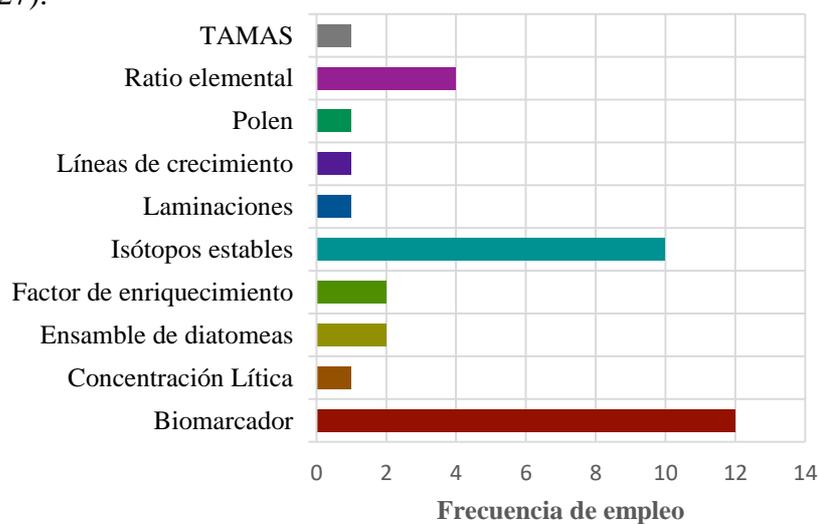


Figura 27. Usaje de distintos proxies en los artículos seleccionados para la evaluación de modelos CMIP5.

Es preciso mencionar que la resolución temporal que posee cada proxy es dependiente al registro y a su inherente sensibilidad climática (Prado et al., 2013), como es el caso de los sedimentos, los cuales poseen una alta resolución temporal, semejante al de los corales, aunque este último tipo de registro que es capaz de brindar hasta resoluciones sub-anales, no ha sido utilizado expresamente para la conformación de la base evaluadora multiproxy de esta investigación (Ruddiman 2007; Bradley 2015b). Sin embargo, como se mencionará más adelante, los registros son susceptibles a múltiples factores externos que pueden comprometer su resolución temporal.

En general, para las variables TSM y PR existe mayor información paleoclimática, en donde muchos investigadores haciendo uso de distintos métodos y proxies (e.g. isótopos de oxígeno) han podido reconstruir estas variables. En contraposición, variables biogeoquímicas como la concentración de oxígeno disuelto, inclusive productividad primaria u otras variables que no han sido seleccionadas precisamente por la escases de información, como intensidad de vientos, son de gran importancia para la comprensión y conocimiento de las condiciones ambientales del HM, encontrándose exigüos registros con pocos estudios exhaustivos, dando como resultado información limitada.

Para la evaluación de los parámetros biogeoquímicos es importante mencionar sobre la escasa disponibilidad de registros para el margen costero peruano con una resolución temporal continua y/o mayor pluralidad de proxies que ayuden a dilucidar las condiciones ambientales pasadas del área de estudio y por extensión

al sistema de corrientes de Humboldt (Salvatteci et al., 2016), especialmente para la sub-área norte, cuyos registros son muy limitados.

4. Comparabilidad de proxies y sesgos estacionales

Es posible cometer errores al utilizar la información proveniente de diferentes proxies y al tratar de comparar los resultados en la reconstrucción del clima pasado por las siguientes razones: i) no conocer o tener la suficiente información sobre la profundidad específica geográfica y hábitats estacionales de los organismo que guardan la señal paleoclimática, (ii) la influencia biológica sobre los proxies (tanto los mecanismos bioquímicos para la señal y los comúnmente llamado efectos vitales), (iii) la alteración diagenética de las señales y (iv) los procesos de deposición y pos-deposición (tales como la advección lateral de partículas o bioturbación) (Timmermann et al., 2014) y en especial, si los proxies tienen alguna especial preferencia en almacenar la señal climática de un periodo o estación del año.

Por otro lado, considerando el tiempo de estudio, donde los cambios climáticos se debieron a cambios orbitales, es posible que la insolación haya ejercido de manera no equivalente un efecto sobre los organismos-proxies inclusive en los mismo hemisferios, pudiendo ser de forma negativa o positiva su favorecimiento para cierta esta estación y desarrollo del organismo (Schneider et al., 2010). Además, otros factores extra orbitales, como es el caso de la advección latitudinal de masas de agua cálidas, pudieran ejercer a su vez, alguna clase de influencia sobre la preferencia en el almacenamiento de la señal climática en el organismo-proxy.

Pudiendo de tal forma, co-existir, los factores orbitales y extra orbitales que en distintos grados y combinaciones otorguen distintas formas de almacenamiento del clima por parte del organismo, explicando quizá de esta manera, por qué distintos proxies utilizados para el estudio de una misma variable, puedan tener señales opuestas o similares, para luego divergir en el tiempo (Schneider et al., 2010).

5. Discontinuidades en registros sedimentarios

En dicho sentido, según la literatura científica revisada, la información no fue lo suficientemente robusta, ya que en algunos casos los registros presentaron brechas, discontinuidades o “hiatos” en relación a la baja sedimentación entre ~3000 a ~8000 AP para la plataforma o talud continental (Erdem et al., 2016; Rein et al., 2005; Schönfeld et al., 2015; Suess et al., 1987) lo que dificultó o incapacitó la interpretación de cualquier parámetro ambiental de interés (Doering et al., 2016; Makou, et al., 2010). Sin embargo, existen trabajos realizados como los de Salvatecci et al. (2016) quienes utilizaron testigos sedimentarios tomados a ~15°S, lo mismo que Chazen et al. (2009), todos a distintas profundidades, los cuales no mostraron particularmente brechas durante el HM, para la sub-área centro-sur.

La explicación a la falta de información en la deposición de sedimentos marinos se debería a cambios en la hidrodinámica de la corriente sub-superficial (PCUC) además de la influencia latitudinal (Reinhardt et al., 2002), afectando los procesos de preservación y diagénesis de sedimentos especialmente por variaciones en la velocidad de la contracorriente entre los 6°S -10°S en donde se sabe que la PCUC alcanza sus mayores velocidades, posiblemente relacionado al ensanchamiento de

la plataforma continental, dando como resultado erosiones en la columna sedimentaria, mientras que hacia el sur al existir una corriente más laxa, los sedimentos logran llegar con mayor eficiencia en el fondo marino (Suess et al., 1987).

Otros factores que contribuirían a ocasionar estas discontinuidades serían el desarrollo de eventos sísmicos dando como resultado deslizamientos marinos, elevaciones submarinas en el pasado (Salvatteci et al., 2014), remoción de sedimentos por agentes bióticos resistentes a condiciones de sub-oxia en el fondo, originando bioturbación (Levin, 2003) y recientemente se ha propuesto que el efecto de ondas atrapadas en la costa y ondas internas no lineales (mareas internas) ejercen un notable efecto en la remoción, deposición y erosión sobre todo en el talud continental (Lamb, 2014; Mosch et al., 2012; Shanmugam, 2013) e inclusive el desarrollo de remolinos anticiclónicos de meso escala en el interior de la PCUC (Chaigneau et al., 2011) con la consiguiente pérdida de información para determinado periodo de tiempo, en este caso el HM, originaría pérdida de información sedimentaria.

Se presentan la Tabla 7 en la cual se detalla los registros, proxies, metodología entre otra información de los cambios ocurridos en el clima para los los últimos 21.000 años, sin embargo la mayoría de ellas se enfocan al periodo de tiempo seleccionado en esta investigación, el Holoceno Medio. Para ver toda la información recopilada de los proxies.

Tabla 7. Resumen de los distintos proxies y variaciones que se desarrollaron para el HM utilizados para la evaluación de las salidas CMIP5.

NORTE

Variable	Registro	Proxy	Metodología	Variación 6Ka	Autor
TSM	Foraminíferos y Cocolitofóridos	Mg/Ca, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$; UK' ₃₇	Espectrometría (ICP-OES Varian 720); Espectroscopía (SPectro CiroS SOP ICP-AES).	Mg/Ca TSM (056): $\Delta+1^\circ\text{C}$.	Nürnberg et al., 2015.
	Otolitos de peces fósiles	Líneas de crecimiento y $\delta^{18}\text{O}$.	Análisis con microprocesador láser infra-rojo y métodos convencionales para el $\delta^{18}\text{O}$.	TSM norte del Perú: $\Delta \sim 3^\circ\text{C}$ más cálido.	Andrus et al., 2002.
	Conchas de bivalvos fósiles	TAMAS (ensambles de moluscos termalmente anómalos).	Identificación taxonómica, ensambles.	Condiciones ambientales frías.	DeVries & Wells, 1990.
	Sedimentos marinos	Alquenonas (UK' ₃₇)	Cromatografía de Gases.	TSM $-0,4^\circ\text{C}$ más frío que actualmente	Koutavas & Sachs, 2008.
PR	Sedimentos arcillo-limosos	Granos de polen	Aumento de x400 y x1000 luz axioscópica (Microscopio Zeiss).	Retracción de los bosques de manglares y andinos.	Seilles et al., 2015.
	Sedimentos terrígenos	Log(Ti/Ca)	Rayos X de fluorescencia (Avaatech-XRF).	Precipitación menor respecto a la actualidad en términos de log(Ti/Ca) (Inicia de ascenso a partir del $\sim 8\text{kaB.P.}$).	Mollier-Vogel et al., 2013.

INTPP	Sedimentos marinos	$\delta^{30}\text{Si}$, Concentración de ópalo biogénico (bSi), Carbono orgánico; Ensamblajes de diatomeas.	Carlo-Erba (NA 1500); Espectrometría (MC-ICPMS) y Microscopía de luz.	Condiciones limitantes de Si y casi completa utilización de Si(OH)_4 .	Doering et al., 2016.
O2MIN	Sedimentos marinos	$\delta^{15}\text{N}$ y nitrógeno total, Carbono orgánico, Alquenonas (UK'_{37}), elementos e.g. Ti, Fe, Al, or Ca, Br.	Espectrómetro de masas Micromass-Isoprime; LECO C-S 125 analyzer; Cromatografo de gas de doble columna multidimensional; XRF.	Condiciones menos sub-óxicas con baja varianza y concentración mínima de $\delta^{15}\text{N}$ (~4,5‰).	Mollier-Vogel, 2012.

CENTRO-SUR

Variable	Registro	Proxy	Metodología	Variación 6Ka	Autor
TSM	Conchas de bivalvos fósiles	$\delta^{18}\text{O}$	Espectrometría de masas (Finnigan Delta +).	TSM -0,7°C ($\pm 0,9^\circ\text{C}$) más frío que actualmente TSM -4,5°C ($\pm 1,1^\circ\text{C}$) más frío que actualmente	Carré et al., 2012.
	Sedimentos	UK'_{37} , Alquenona total C_{37} .	Cromatografía de gases.	TSM ~20,5 - 21,5°C.	Chazen et al., 2009.
	Sedimentos marinos	Pigmentos fotosintéticos (carotenoides).	Cromatografía de Gases.	Rango de TSM ~20,5°-21,5°C.	Rein et al., 2005.

PR	Capas de sedimentos, conchas de molusco	Orgánicos en sedimentos y reserva de C ¹⁴ .	Espectrometría de masas (contador b).	TSM más fría (mayor upwelling, mayor formación de neblinas costeras); Posible intensificación del APS; Variabilidad más baja del ENSO.	Fontugne et al., 1999.
	Sedimentos marinos	Concentración lítica.	Registro fotométrico (GretagSpectrolino, GretagMcBeth).	Menores inundaciones, nivel del mar menor.	Rein et al., 2005.
INTPP	Sedimentos laminados o bandeados y Materia orgánica en sedimento - $\delta^{15}\text{N}$	columna sedimentaria; Materia orgánica en sedimento - $\delta^{15}\text{N}$.	Imágenes con Rayos-X (SCOPIX) Rock-Eval 6.	Aumento de la productividad exportada Menor desnitrificación.	Salvatteci et al., 2016.
	Sedimentos	Sílica biogénica y $\delta^{15}\text{N}$.	Cromatografía de gases.	C ₃₇ ~9-20nmol/g Menor productividad $\delta^{15}\text{N}$ ~4-6.5% menor desnitrificación.	Chazen et al., 2009.
	Sedimentos marinos	$\delta^{30}\text{Si}$, Concentración de ópalo biogénico (bSi), Carbono orgánico; Ensamblajes de diatomeas.	Carlo-Erba (NA 1500); Espectrometría (MC-ICPMS); microscopía de luz.	Variabilidad entre los 12° y 15°, aunque en el primero se presume una disminución de productividad ~4% CorgWt.	Doering et al., 2016.
	Sedimentos marinos	Pigmentos fotosintéticos (carotenoides).	Cromatografía de Gases.	Menor Productividad.	Rein et al., 2005.
O2MIN	Sedimentos marinos	Factor de enriquecimiento de metales traza (U, Mo, Re, Cu & Ni).	Espectrometría de Masas (ICP-MS - Ultramass Varian).	Sedimentos menos reductores Reducción de la ZMO.	Salvatteci et al., 2016.

Sedimentos marinos	$\delta^{15}\text{N}$ y nitrógeno total, Carbono orgánico, Alquenonas (UK'_{37}), elementos e.g. Ti, Fe, Al, or Ca, Br,	Espectrómetro de masas Micromass-Isoprime; LECO C-S 125 analyzer; Cromatografo de gas de doble columna multidimensional; XRF.	Condiciones menos sub-óxicas con baja varianza y concentración mínima de d^{15}N (~5-5.5‰).	Mollier-Vogel, 2012.
Sedimentos marinos	Concentración de Hierro; $\delta^{15}\text{N}$.	XRF y Espectrofotometría de masas.	Condiciones menos sub-óxicas, concentración mínima de $\delta^{15}\text{N}$ (~4-5‰).	Fleury, 2015.

Después de haber realizados los análisis para los dos conjuntos de datos de simulaciones y proyecciones futuras para las 04 variables en estudio, se han obtenido los siguientes resultados, los que se dividen en dos secciones principales: simulaciones para el Holoceno medio (6Ka) y forzante 4CO_2 .

B) SIMULACIONES y PROYECCIONES:

Los valores obtenidos para cada periodo de tiempo (PI, HM y 4CO_2) para todos los modelos, junto con las variaciones (ΔHM - PI; $\Delta 4\text{CO}_2$ -PI) y para las escalas anual y estacional se encuentran en los anexos 1 al 4. Además, a partir de la información paleo obtenida de la revisión bibliográfica, se elaboró un conjunto de criterios de evaluación que se muestran en la tabla 8.

Tabla 8. Criterios de evaluación de modelos CMIP5 basados en la información paleoclimática y en las tendencias de las diferencias entre simulaciones HM – PI.

Criterio	Variable	
C1	TSM	Los modelos CMIP5 para las simulaciones 6Ka cuya habilidad para recrear las condiciones de TSM más consistentes se eligieron a partir del criterio que indica su capacidad de reproducir condiciones promedio anuales de enfriamiento cuyo rango oscile entre -0.5 a -1.0°C en ambas sub-áreas estudiadas. Este rango se establece de acuerdo a la información paleoclimática recopilada. A través del análisis de pseudo-proxy se estimó que la información paleo correspondería a los promedios anuales, dado que no se observó mucha influencia de la variación estacional sobre el valor de la temperatura media anual al realizar el experimento para obtener los pseudoproxies.
C2	PR	heterogéneos, lo que hace difícil que exista un valor cuantitativo expreso. Igualmente, la información paleoclimática brinda interpretaciones a partir de proxies como tipos de sedimentos o composición de especies vegetales para estudiar los cambios de esta variable. En consecuencia, la evaluación estuvo basada en la capacidad de los modelos en simular menos lluvia tanto en la sub-área norte y centro-sur (diferencias negativas).
C3	INTPP	El estudio de esta variable también utiliza interpretaciones de condiciones ambientales, en donde la desnitrificación ($\delta^{15}\text{N}$) asociada a ambientes con mayores o menores tasas de productividad primaria integrada sirven para la inferencia de condiciones favorables o desfavorables para el desarrollo de la productividad. Tampoco existió un valor expreso sobre los cambios per se, y se utilizó los cambios positivos o negativos de los valores simulados por los modelos como criterio en la evaluación.
C4	O2MIN	Para esta variable, debido a que la información paleo no otorga valores directos, sino mas bien proxies del estado de sedimentos y agua de fondo, se consideraran los modelos que posean una mejora habilidad en simular magnitudes que sean mayores a las típicas aguas de una ZMO (0.5mL^{-1}) y que la diferencia entre HM – PI sea positiva. Esto esta basado en la información paleo que indica intromisión de masas de aguas con mayores tenores de oxígeno disuelto.

1. Temperatura Superficial del Mar:

1.1.HOLOCENO MEDIO (6Ka)

a) Modelo CNRM-CM5

Anualmente, se simuló una ligera condición fría para las dos s/á de estudio, norte y centro-sur, con un $\Delta \text{HM} - \text{PI} = -0.13^{\circ}\text{C}$ y -0.15°C respectivamente (Figura 28 A). Sin embargo, se simularon condiciones cálidas cerca al PEO frente a el MCP. La estacionalidad para la simulación del HM en la s/á norte estuvo disminuida en el verano austral respecto a PI en -0.73°C (Figura 29 A).

b) Modelo GISS-E2-R

Las diferencias anuales simularon condiciones cálidas a lo largo del MCP para el HM – PI, con mayor intensidad para la s/á centro-sur alcanzando los 0.6°C . Estas condiciones se recrean en el PEO, mientras que cerca al Pacífico ecuatorial sur prevalecen condiciones de enfriamiento en un rango de -0.75°C a -0.5°C (Figura 28 B). Las simulaciones para la s/á norte no representa claramente el ciclo anual de TSM (Figura 29 B) sin embargo, la s/á centro-sur (Figura 30 B) fue mejor representada respecto al verano e invierno.

c) Modelo HadGEM2-CC

Anualmente, la s/á centro-sur es la que mostró una $\Delta \text{HM} - \text{PI} = -0.13^{\circ}\text{C}$. A lo largo de la costa, las simulaciones fueron irregulares, incluyendo zonas con diferencias positivas (calentamiento) e.g. 18°S (Figura 28 C). La mayor T° para verano en el ciclo anual mostró un retraso para la s/á norte, alcanzándose en el mes de mayo a una temperatura de $\sim 25.5^{\circ}\text{C}$ (Figura 29 C). La tendencia en el ciclo

estacional para la s/á centro-sur mantiene coherencia para los cambios entre estaciones, pero con una amplitud mayor, e.g. marzo y setiembre (Figura 30 C).

d) Modelo HadGEM2-ES

La Δ HM – PI mostraron un calentamiento frente al MCP, extendiéndose inclusive desde el sur de Chile hasta el PEO y central, oscilando entre los 0.1 – 0.75°C (Figura 28 D). Este modelo recreó también condiciones de enfriamiento en el Pacífico ecuatorial sur, cuya diferencia alcanza los valores de \sim 0.5°C a -1°C. Estacionalmente no se observa cambios considerables en la amplitud al relacionar el HM y el PI (Figura 29 D), excepto para la sub-área centro-sur en el verano (Figura 30 D), encontrándose una diferencia de -0.35°C. Ambas simulaciones muestran un ciclo estacional similar a las condiciones actuales para la sub-área sur sin embargo, existe una diferencia en la amplitud de \sim 5°C.

e) Modelo IPSL-CM5-LR

La Δ HM – PI mostró enfriamiento frente al MCP y en el PEO, siendo la s/á centro-sur la que tuvo una variación de \sim -0.5°C (Figura 28 E). El ciclo estacional para la s/á norte no mostró claramente la tendencia del ciclo térmico anual, aunque las condiciones del HM son menores respecto al PI durante el primer semestre (Figura 29 E). En la s/á centro-sur en verano se observó una reducción de la amplitud de la estacionalidad (Figura 30 E), siendo abril en donde las temperaturas comienzan a disminuir hasta alcanzar su promedio más bajo julio \sim 17°C.

f) Modelo MIROC-ESM

La Δ HM – PI anualmente es casi uniforme para todo el Pacífico sur oriental incluyendo ambas sub-áreas de estudio, tal diferencia oscila entre -0.57°C al norte y -0.76°C en el sur (Figura 28 F). El ciclo estacional de la s/á norte no fue simulado claramente (Figura 29 F), sin embargo la s/á centro-sur mostró el patrón de T° , aunque con una amplitud mucho mayor para el PI respecto al HM (Figura 30 F).

g) Modelo MPI-ESM-P

La Δ HM – PI alcanzada mostró condiciones de enfriamiento anualmente, en el que la s/á centro sur, tuvo los menores valores alcanzando -0.48°C . (Figura 28 G). El ciclo de temperatura anual es representado mejor, aunque en la s/á norte, las máxima temperaturas se alcanzan en abril para ambos periodos simulados (Figura 29 G). Una reducción de la amplitud se observó para la s/á centro-sur alcanzando $\sim 4^{\circ}\text{C}$ entre enero y marzo (Figura 30 G).

h) Modelo MRI-CGCM3

El enfriamiento que se observa en la diferencia anual entre el HM – PI se localiza a lo largo de la margen costera peruana, alcanzando valores de $\sim -0.5^{\circ}\text{C}$ para las dos sub-áreas de estudio. Este enfriamiento se observa con cierta intensificación en el Pacífico central ecuatorial (Figura 28 H). Se destaca la disminución en la amplitud de la estacionalidad para la sub-área centro-sur para el primer semestre del año en relación a las condiciones actuales, además de mantiene el patrón de estacionalidad para verano (Figura 29 y 30 H).

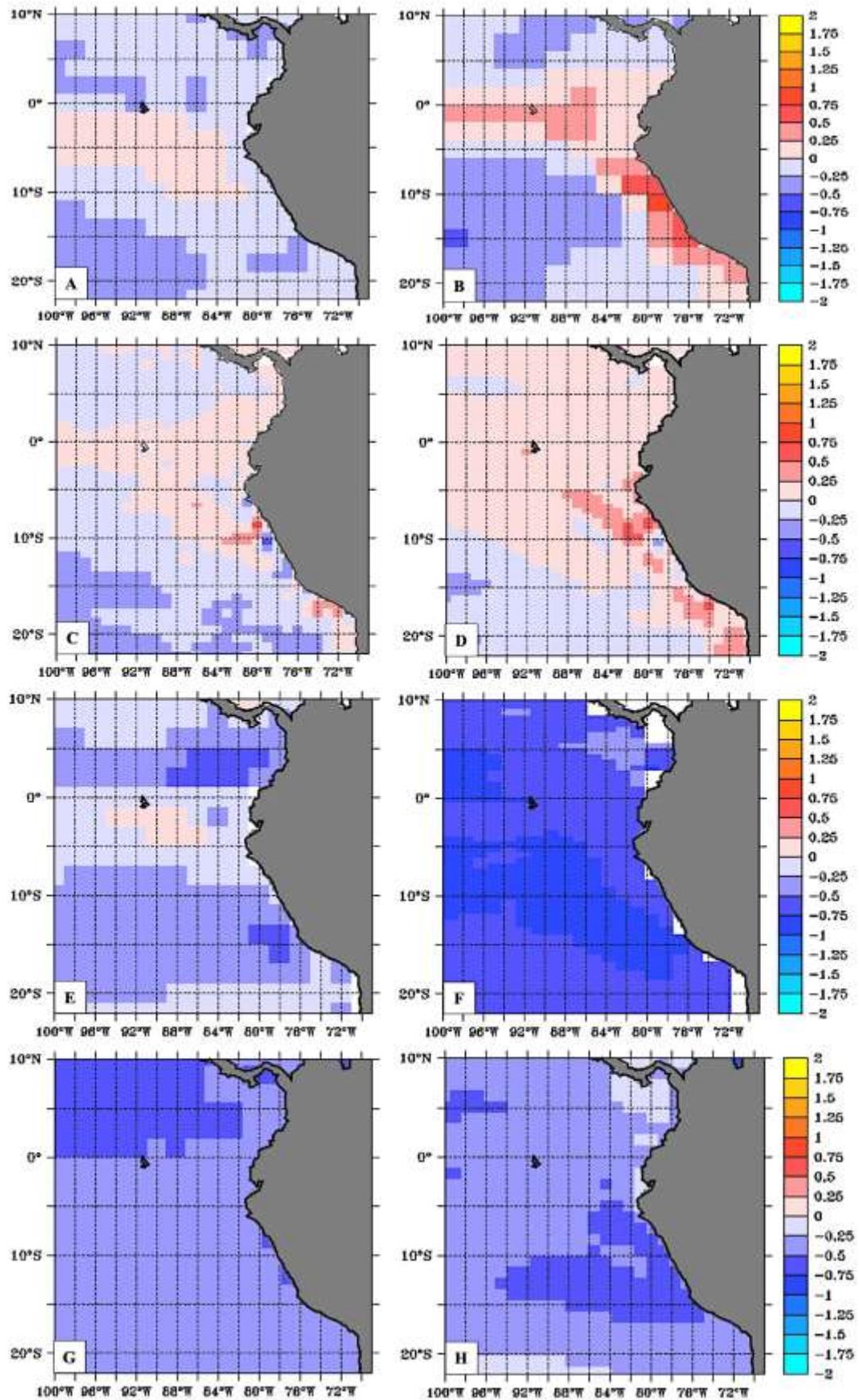


Figura 28. Δ HM - PI de TSM de promedios anuales de modelos CMIP5: A) CNRM-CM5, B) GISS-E2R, C) HadGEM2-CC, D) HadGEM2-ES, E) IPSL-CM5A-LR, F) MIROC-ESM, G) MPI-ESM-PE, H) MRI-CGCM3.

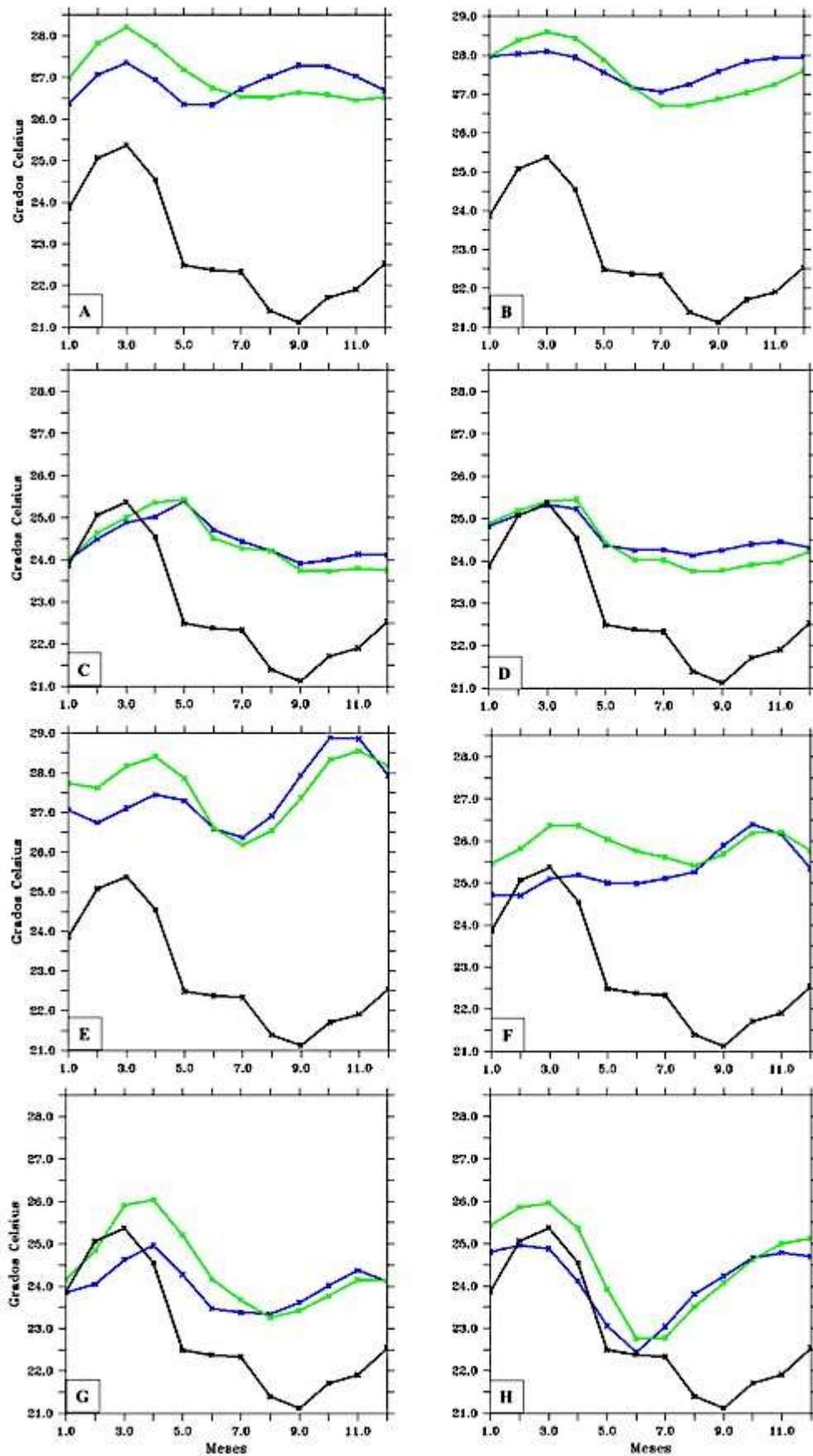


Figura 29. Ciclo estacional de TSM para la s/á norte para los modelos CMIP5: A) CNRM-CM5, B) GISS-E2R, C) HadGEM2-CC, D) HadGEM2-ES, E) IPSL-CM5A-LR, F) MIROC-ESM, G)MPI-ESM-PE, H) MRI-CGCM3. Líneas azules, HM; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones.

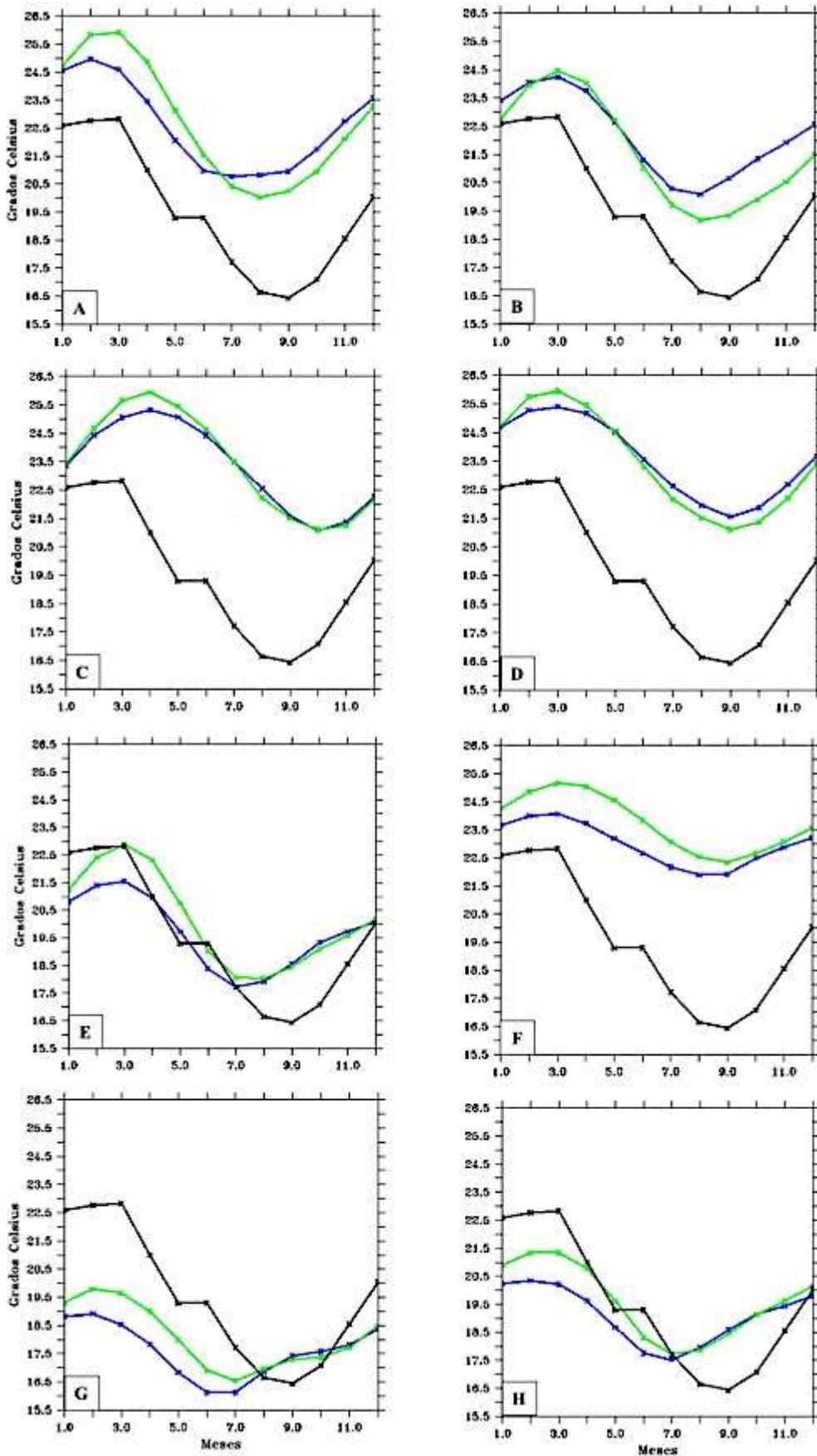


Figura 30. Ciclo estacional de TSM para la s/á centro-sur para los modelos CMIP5: A) CNRM-CM5, B) GISS-E2R, C) HadGEM2-CC, D) HadGEM2-ES, E) IPSL-CM5A-LR, F) MIROC-ESM, G)MPI-ESM-PE, H) MRI-CGCM3. Líneas azules, HM; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones.

1.2.PROYECCIONES FUTURAS (4CO₂)

a) Modelo CNRM-CM5

Las diferencias anuales que se registran entre 4CO₂ – PI para las dos sub-áreas son positivas, siendo la s/á centro-sur la que mostró mayor incremento: 4.62°C. (Figura 31 A). Para ambas sub-áreas, el ciclo estacional muestra el patrón o tendencia superando por varios órdenes de magnitud a las condiciones actuales (Figura 32 y 33 A).

b) Modelo GISS-E2-R

Anualmente la Δ 4CO₂ – PI mostró condiciones de calentamiento tanto frente a la costa peruana como en el PEO, alcanzando una diferencia en esta última región entre 3,5°C - 4°C (Figura 31 B). En la s/á centro-sur se alcanzó una Δ = 3.34°C. Los ciclos estacionales mostraron un aumento de varios grados en la amplitud para las proyecciones (Figura 32 y 33 B).

c) Modelo HADGEM2-ES

Los valores alcanzados de Δ 4CO₂ – PI superaron los 5.5°C frente a la costa de Perú así como en el PEO (Figura 31 C). Cerca al Pacífico sur, si bien las condiciones también muestran incremento de T°, esta es menor, oscilando entre 2°C - 3°C. Los ciclos estacionales para el 4CO₂ mostraron el patrón anual (Figura 32 y 33 C).

d) Modelo IPSL-CM5A-LR

La Δ 4CO₂ – PI mostraron un mayor calentamiento en la s/á centro-sur igual a 4.64°C (Figura 31 D) siendo aún mayor para el Pacífico ecuatorial. Condiciones de

calentamiento menores se proyectaron cerca de la costa entre los 20°S - 40°S. El ciclo estacional para la s/á norte no fue representado bien (Figura 32 D) respecto a la s/á centro-sur, con una amplitud superior en un orden de 4°C para 4CO₂ (Figura 33 D).

e) Modelo MIROC-ESM

Tanto el área frente a la costa peruana y especialmente el Pacífico ecuatorial se proyectó una diferencia mayor a los 5,5°C anualmente, en donde la s/á centro-sur alcanzó un valor de 5.02°C (Figura 31 E). El ciclo estacional para la s/á norte no mostró una tendencia estacional clara (Figura 32 E) y la s/á centro-sur se proyectó la tendencia con una amplitud mayor (Figura 33 E).

f) Modelo MPI-ESM-P

Frente al MCP se proyectó una $\Delta 4\text{CO}_2 - \text{PI} = 5.5 \text{ }^\circ\text{C}$, en especial para la s/á centro-sur (Figura 31 F). El ciclo estacional para la s/á norte mostró la tendencia, aunque con valores elevados; en tanto que la s/á centro-sur proyectó relativamente bien el ciclo estacional (Figura 32 y 33 F).

g) Modelo MRI-CGCM3

La $\Delta 4\text{CO}_2 - \text{PI}$ proyectaron condiciones más cálidas a lo largo del MCP y en el Pacífico ecuatorial, sin embargo la s/á centro-sur es la que mostró una mayor $\Delta = 3.88^\circ\text{C}$. Cerca a los 20°S, la diferencia alcanzada fue la más baja entre los 0,5°C y 1°C (Figura 31 G). El ciclo estacional en las sub-áreas mostraron aumento de la T° en el ciclo anual (Figura 32 y 33 G).

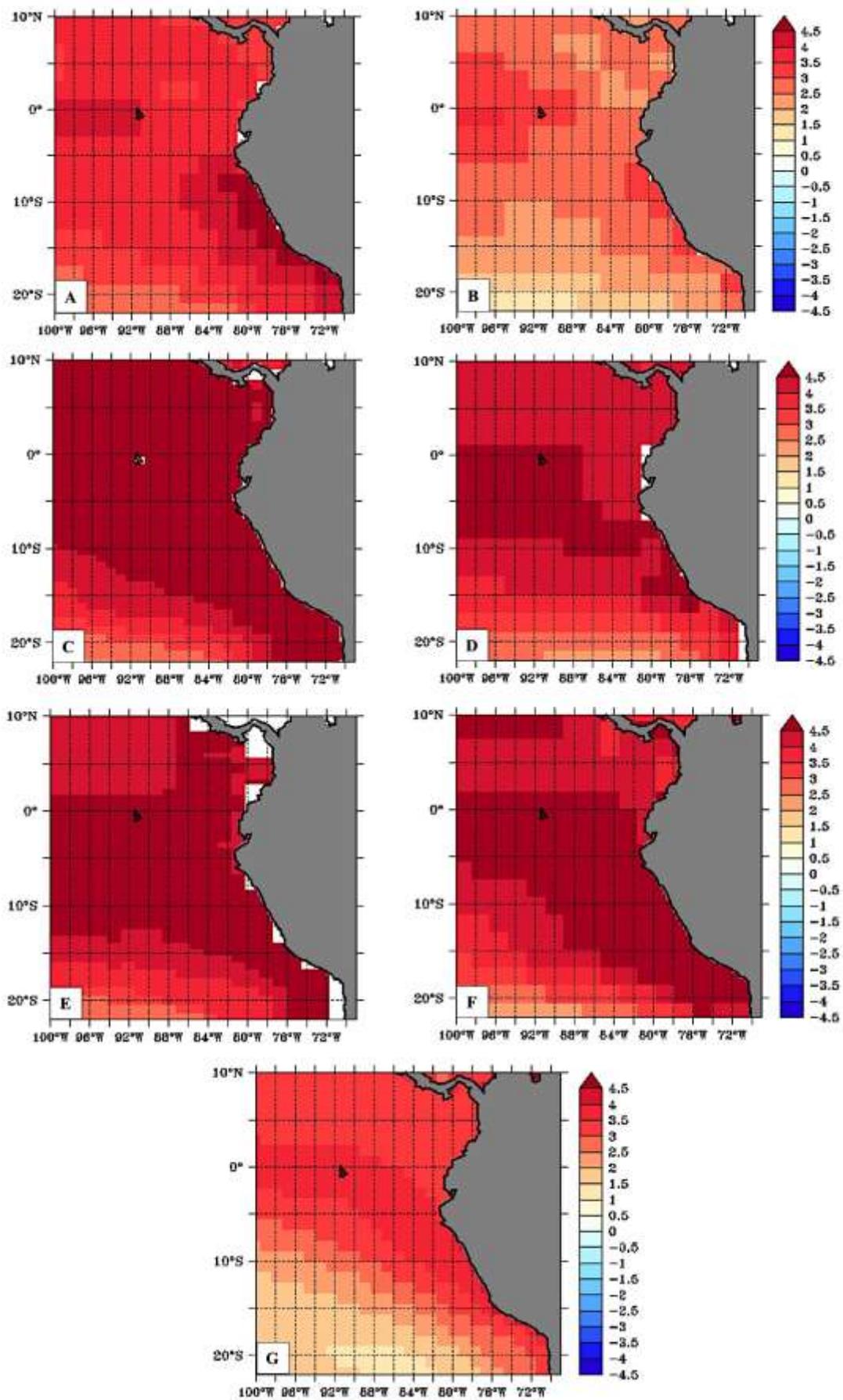


Figura 31. $\Delta 4CO_2 - PI$ de TSM de promedios anuales de modelos CMIP5: A) CNRM-CM5, B) GISS-E2R, C) HadGEM2-ES, D) IPSL-CM5A-LR, E) MIROC-ESM, F) MPI-ESM-PE, G) MRI-CGCM3.

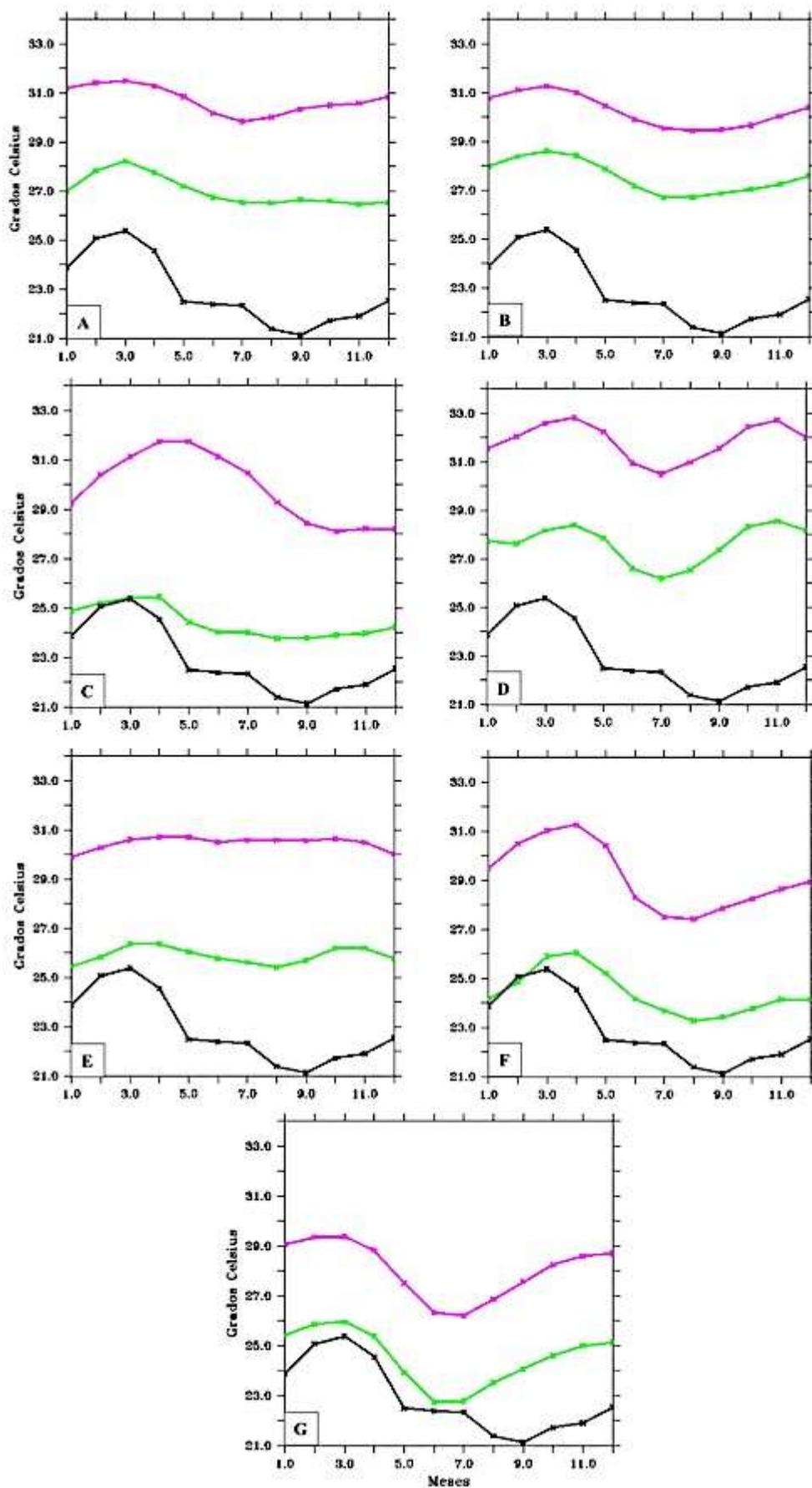


Figura 32. Ciclo estacional de TSM para la s/á norte para los modelos CMIP5: A) CNRM-CM5, B) GISS-E2R, C) HadGEM2-ES, D) IPSL-CM5A-LR, E) MIROC-ESM, F) MPI-ESM-PE, G) MRI-CGCM3. Líneas rosadas, 4CO₂; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones.

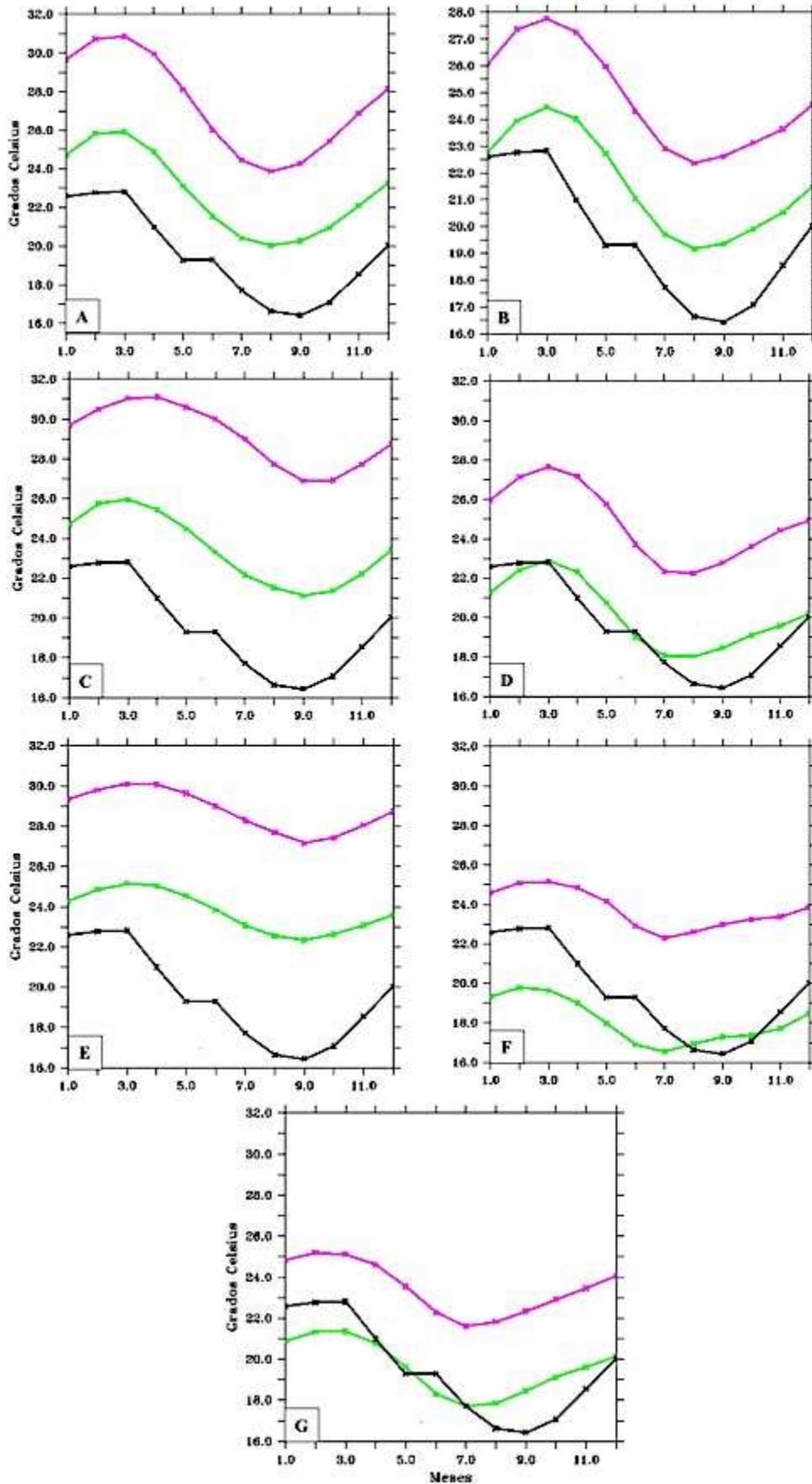


Figura 33. Ciclo estacional de TSM para la s/á centro-sur para los modelos CMIP5: A) CNRM-CM5, B) GISS-E2R, C) HadGEM2-ES, D) IPSL-CM5A-LR, E) MIROC-ESM, F) MPI-ESM-PE, G) MRI-CGCM3. Líneas rosadas, 4CO₂; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones.

II.2. PRECIPITACIÓN:

1.3. HOLOCENO MEDIO (6Ka)

a) Modelo CNRM-CM5

Anualmente, la Δ HM – PI para la s/á norte fue de $-0,142\text{mmd}^{-1}$ denotando condiciones más secas para el HM. En sentido contrario, en la s/á centro-sur la diferencia fue positiva aunque mínima (Figura 34 A). La s/á norte representó mejor en el ciclo estacional, aunque se observó un aumento a partir de julio para el HM (Figura 35 y 36 A).

b) Modelo FGOALS-s2

La Δ HM – PI anual de la s/á norte proyectó condiciones de menor precipitación para el HM de $-0,407\text{mmd}^{-1}$ (Figura 34 B). En algunas zonas del área continental y del Pacífico occidental se observan condiciones de sequedad más intensa. Ambas sub-áreas no proyectaron el patrón de precipitaciones anual, mostrando altos valores para el HM (Figura 35 y 36 B).

c) Modelo GISS-E2-R

A lo largo de la costa peruana y por consiguiente en ambas sub-áreas de estudio se simularon condiciones de mayores precipitaciones para el HM anualmente, sin embargo esto se evidencia con mayor intensidad frente al Golfo de Guayaquil y a lo largo del Pacífico ecuatorial (Figura 34 C). Los ciclos estacionales proyectaron un segundo pico de precipitación próximo a octubre, lo cual no es coherente con el régimen de PR, mientras que en el Pacífico central hay un estrechamiento de la banda de precipitación asociada a la ZCIT (Figura 35 y 36 C).

d) Modelo HadGEM2-CC

Anualmente la s/á centro-sur proyectó la Δ HM – PI en $0,023\text{mmd}^{-1}$ (Figura 34 d) reflejando condiciones húmedas. El resto del Pacífico sur no tuvo un patrón claro según las simulaciones. El ciclo estacional mostró mayores precipitaciones en el primer trimestre, para la s/á norte (Figura 35 D). La s/á centro-sur no mostró una clara tendencia en el ciclo estacional (Figura 36 D).

e) Modelo IPSL-CM5A-LR

Menores precipitaciones se simularon para el HM en la s/á norte, cuya Δ HM – PI fue de $-0,67\text{mmd}^{-1}$. Esta disminución se dio en especial en la zona continental en el norte peruano, cerca del golfo de Guayaquil y en el PEO (Figura 34 E). Los ciclos estacionales mostraron una gran diferencia de amplitud entre sí (Figura 35 y 36 E).

f) Modelo MIROC-ESM

En la costa norte la Δ HM – PI anual fue negativa = $-0,396\text{ mmd}^{-1}$. En el golfo de Guayaquil se simularon condiciones de mayores precipitaciones ($\sim 1,5\text{ mmd}^{-1}$). En la zona costera centro-sur las condiciones cambiaron, donde se simularon mayores valores para el HM (Figura 34 F). Los ciclos anuales no fueron bien representados respecto a los cambios entre estaciones para las dos sub-áreas en estudio (Figura 34 y 35 F).

g) Modelo MPI-ESM-P

La Δ HM – PI dio como resultado condiciones de menores precipitaciones en la s/á norte, con el valor de $-0,162 \text{ mmd}^{-1}$ (Figura 34 G). En tanto que para la s/á sur-centro las condiciones simuladas fueron de mayores precipitaciones. Los ciclos estacionales no son bien representados para ambas sub-áreas de estudio (Figura 35 y 36 G).

h) Modelo MRI-CGCM3

Se simularon condiciones de menores precipitaciones anualmente en el HM a lo largo de la costa peruana, en el área continental norte y próximo al Pacífico ecuatorial. La s/á norte alcanzó la diferencia de $-1,278 \text{ mmd}^{-1}$ (Figura 34 H), representando al HM con un clima más seco. Los ciclos estacionales no mostraron la tendencia de lluvias en ambas sub-áreas (Figura 35 y 36 H).

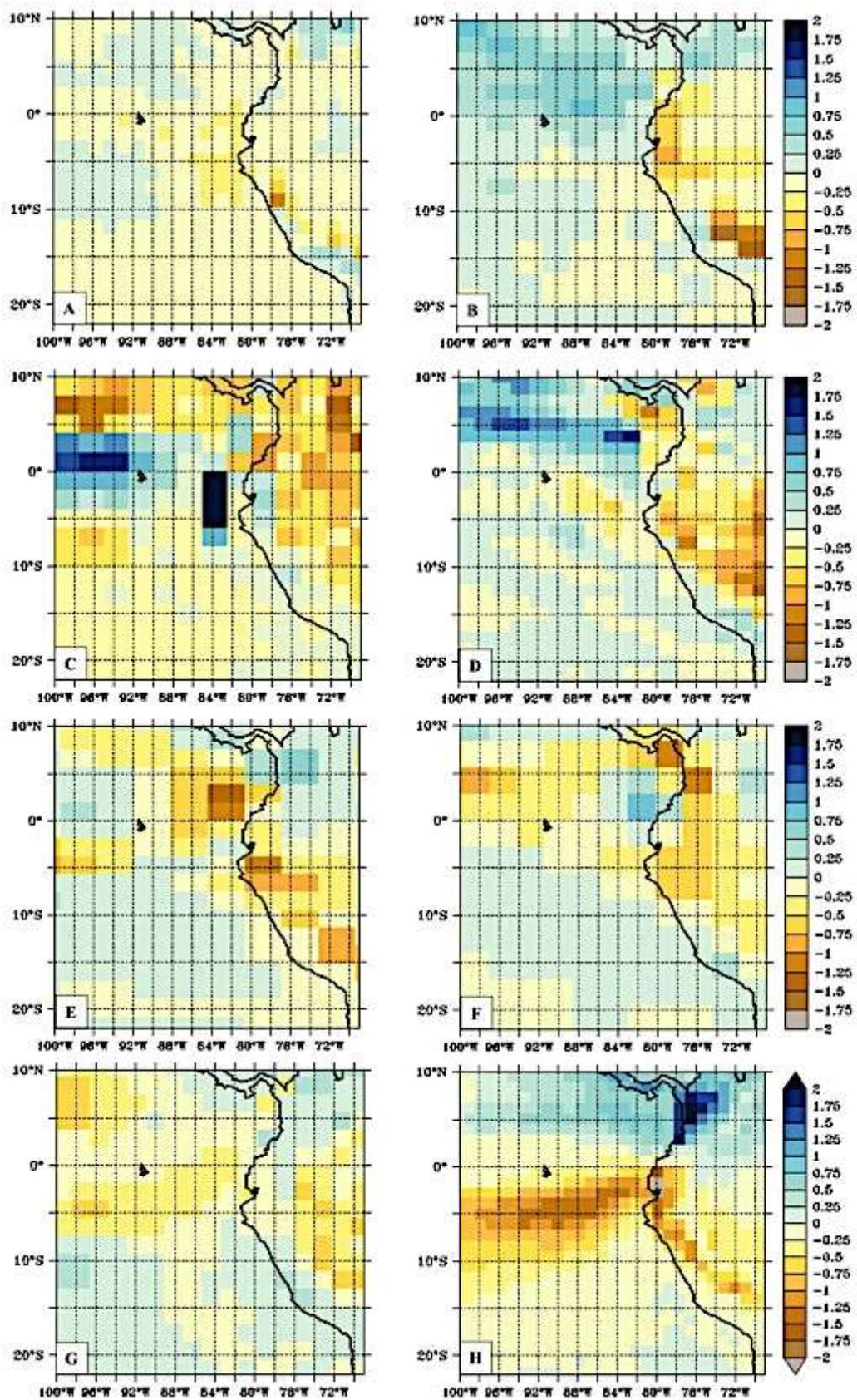


Figura 34. Δ HM – PI de PR de promedios anuales de modelos CMIP5: A) CNRM-CM5, B) FGOALS-s2, C) GISS-E2R, D) HadGEM2-CC, E) IPSL-CM5A-LR, F) MIROC-ESM, G)MPI-ESM-PE, H) MRI-CGCM3.

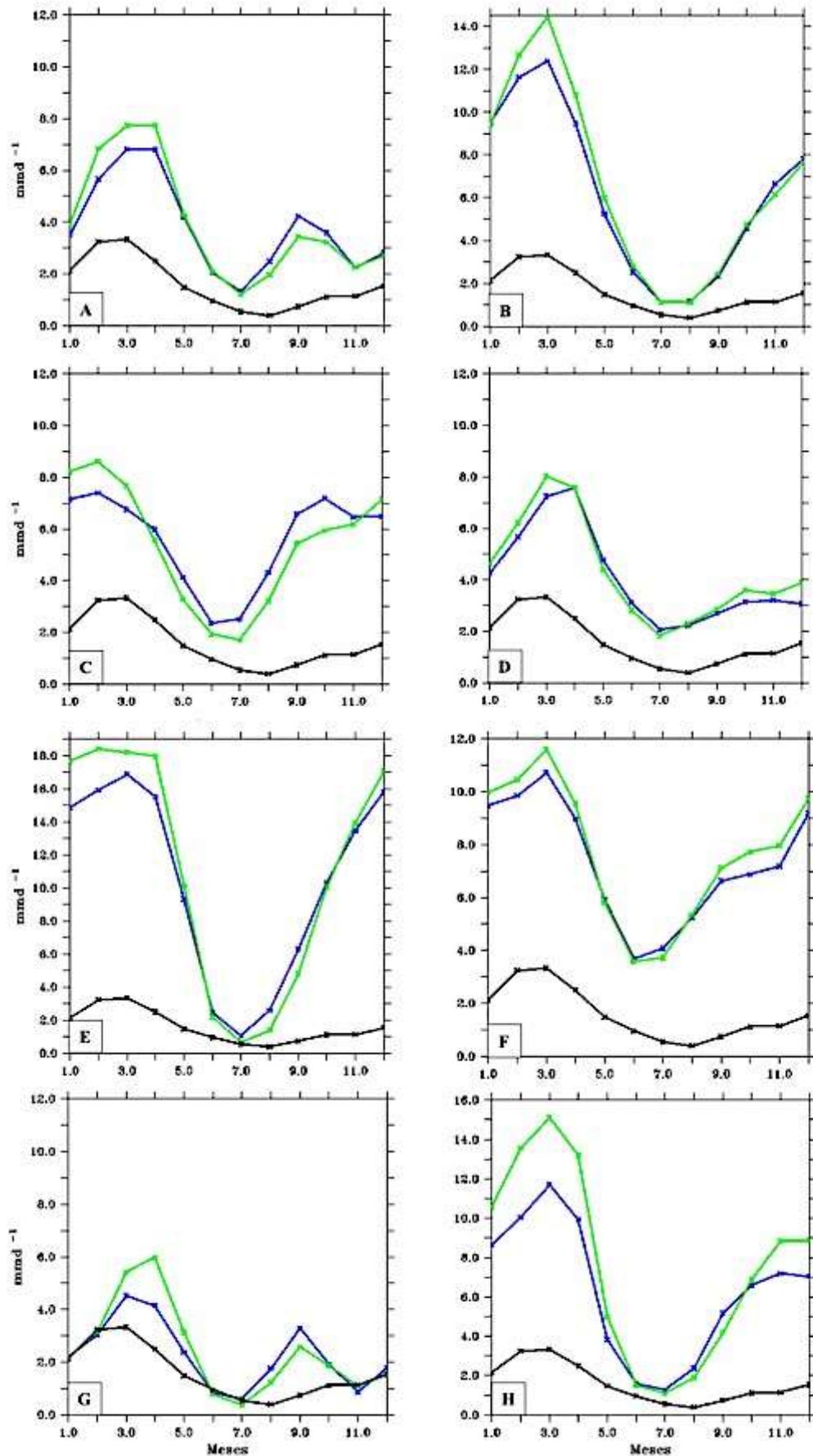


Figura 35. Ciclo estacional de PR para la s/á norte para los modelos CMIP5: A) CNRM-CM5, B) GISS-E2R, C) HadGEM2-CC, D) HadGEM2-ES, E) IPSL-CM5A-LR, F) MIROC-ESM, G)MPI-ESM-PE, H) MRI-CGCM3. Líneas azules, HM; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones.

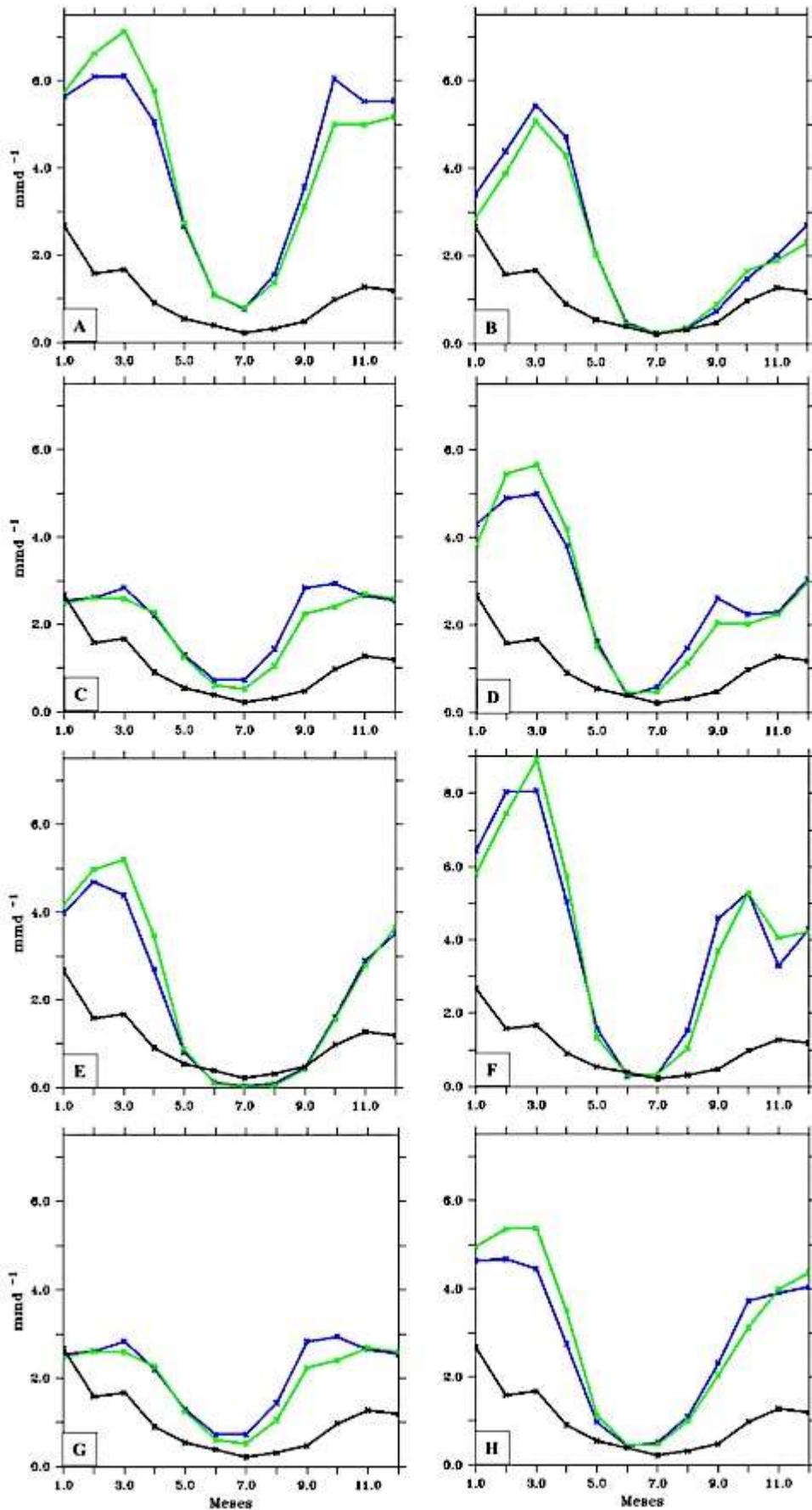


Figura 36. Ciclo estacional de PR para la s/á centro-sur para los modelos CMIP5: A) CNRM-CM5, B) GISS-E2-R, C) HadGEM2-CC, D) HadGEM2-ES, E) IPSL-CM5A-LR, F) MIROC-ESM, G)MPI-ESM-P, H) MRI-CGCM3. Líneas azules, HM; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones.

1.4.PROYECCIONES FUTURAS (4CO₂)

a) Modelo CNRM-CM5

La $\Delta 4\text{CO}_2 - \text{PI}$ tuvo mayores precipitaciones tanto en la zona costera de Perú como en el Pacífico ecuatorial, alcanzando los 1.6mmd^{-1} en la s/á centro-sur (Figura 37 A). Si bien los ciclos estacionales muestran el patrón de precipitaciones en el primer trimestre del año, tienen una amplitud con varios órdenes mayores de magnitud en relación a las condiciones actuales y se observa un segundo pico de precipitación entre los meses setiembre – octubre (Figura 38 y 39 A).

b) Modelo GISS-E2-R

La $\Delta 4\text{CO}_2 - \text{PI}$ mostró una fuerte intensidad en el PEC y en las costas norte occidental de Sudamérica, con una diferencia de 1.479mmd^{-1} en la s/á norte (Figura 37 B). Los ciclos estacionales mostraron la tendencia anual, sin embargo no fue claro el desarrollo en lo siguiente del año en ambas estaciones (Figura 38 y 39 B).

c) Modelo IPSL-CM5A-LR

La $\Delta 4\text{CO}_2 - \text{PI}$ oscilaron entre $0,88$ y $2,81\text{ mmd}^{-1}$ para las sub-áreas de estudio centro-sur y norte respectivamente (Figura 37 C). En el Pacífico ecuatorial se observó mayores precipitaciones en dirección sur. Los ciclos estacionales mostraron un mayor incremento para la s/á norte (Figura 38 y 39 C).

d) Modelo MIROC-ESM

Las precipitaciones anuales se dan tanto en la costa peruana como en todo el Pacífico ecuatorial, donde las mayores diferencias de precipitación se simularon

para la s/á sur cuyo valor es $1,677\text{mmd}^{-1}$ (Figura 37 D). Al igual que en los otros ciclos estacionales, las simulaciones proyectan altas condiciones lluviosas (Figura 38 y 39 D)

e) Modelo MPI-ESM-P

Sus proyecciones futuras son similares a la de otros modelos CMIP5. La s/á norte alcanzó el valor de $1,492\text{ mmd}^{-1}$ (Figura 37 E). Los ciclos estaciones no muestran claramente la tendencia de precipitaciones en las sub-áreas en estudio, aunque cabe resaltar que en el primer trimestre se observan mayores cantidades de lluvias en relación al resto del año (Figura 38 y 39 E).

f) Modelo MRI-CGCM3

Las condiciones de precipitaciones anuales que se proyectan en la mayor parte continental y costera en Perú así como también en el Pacífico ecuatorial alcanzó $2,504\text{ mmd}^{-1}$ en la s/á norte (Figura 37 F). Estacionalmente, las curvas mostraron valores muy superiores para el primer semestre del año (Figura 38 y 39 F).

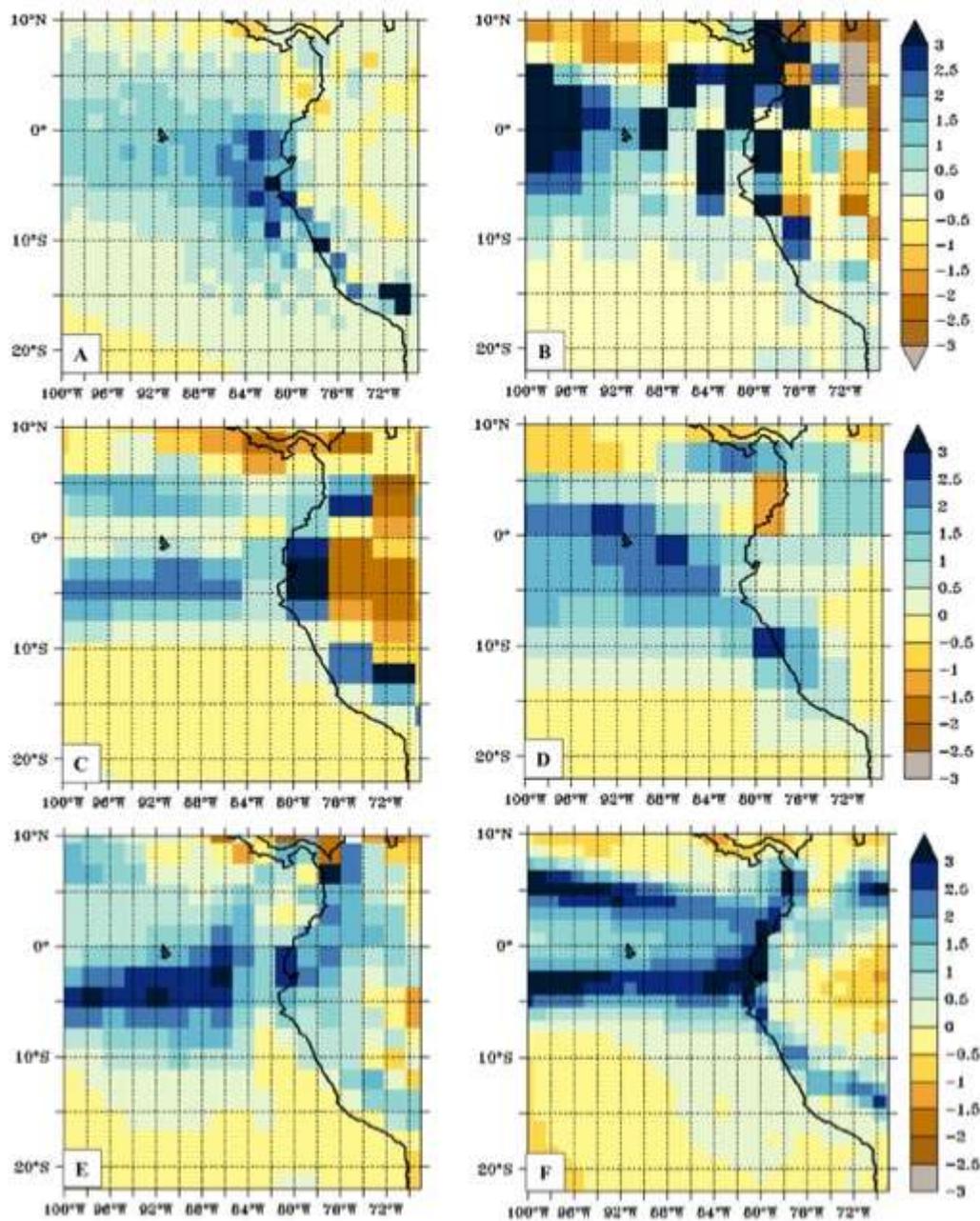


Figura 37. $\Delta 4CO_2$ – PI de PR de promedios anuales de modelos CMIP5: A) CNRM-CM5, B) GISS-E2-R, C) IPSL-CM5A-LR, D) MIROC-ESM, E) MPI-ESM-P, F) MRI-CGCM3.

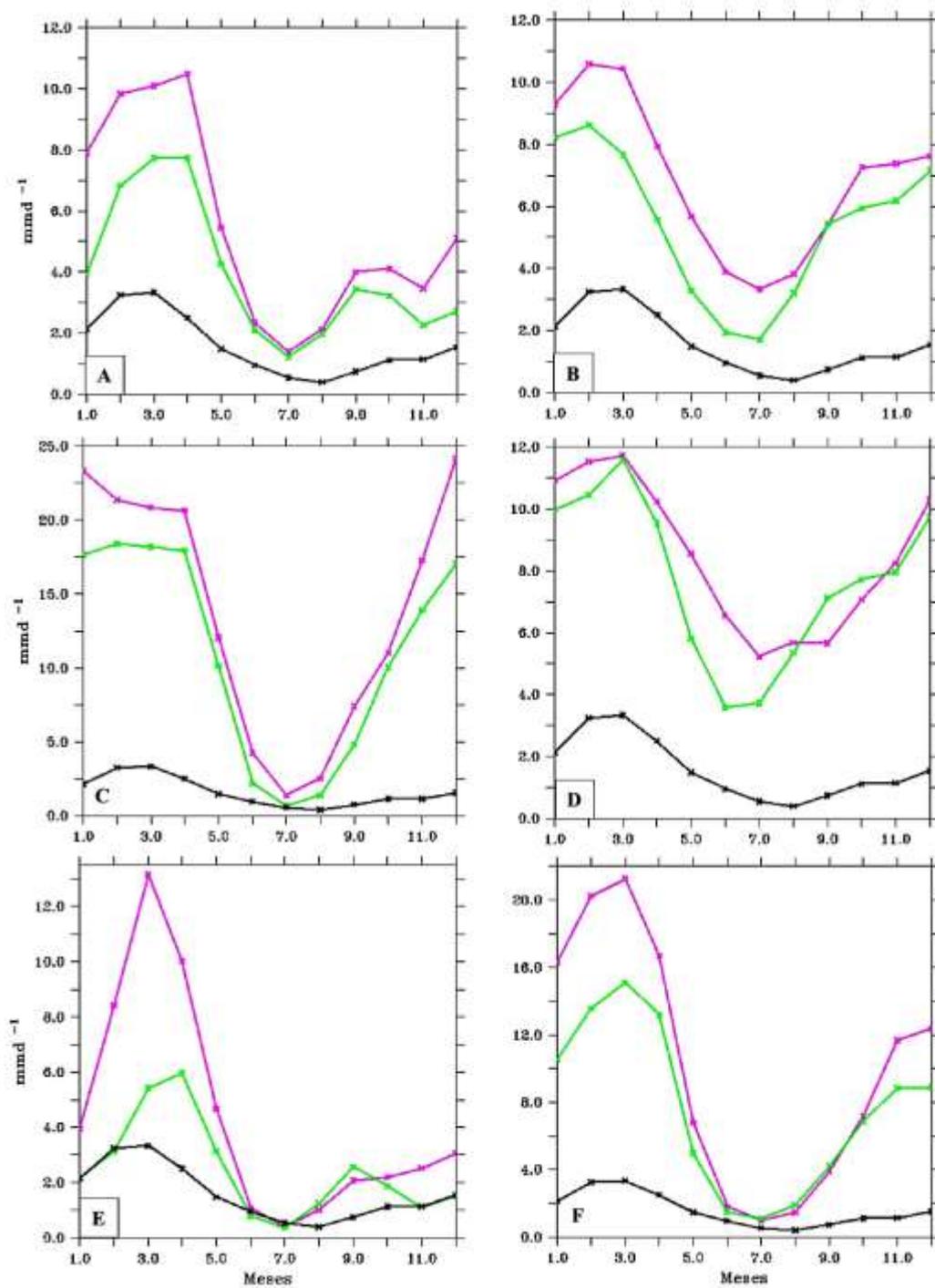


Figura 38. Ciclo estacional de PR para la s/á norte para los modelos CMIP5: A) CNRM-CM5, B) GISS-E2-R, C) IPSL-CM5A-LR, D) MIROC-ESM, E) MPI-ESM-P, F) MRI-CGCM3. Líneas rosadas, 4CO₂; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones.

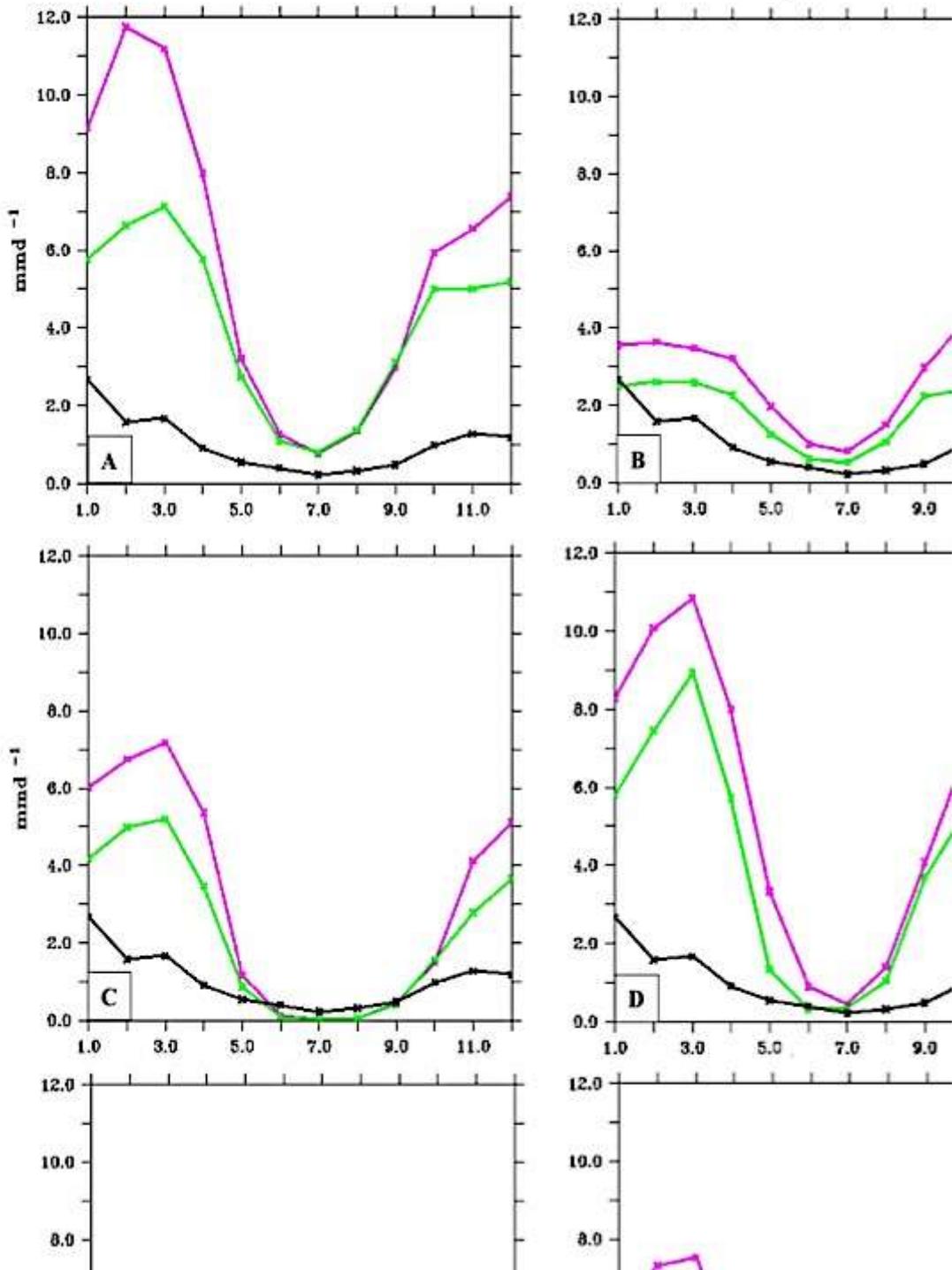


Figura 39. Ciclo estacional de PR para la s/á centro-sur para los modelos CMIP5: A) CNRM-CM5, B) GISS-E2-R, C) IPSL-CM5A-LR, D) MIROC-ESM, E) MPI-ESM-P, F) MRI-CGCM3. Líneas rosadas, 4CO₂; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones.

II.3. PRODUCTIVIDAD INTEGRADA:

1.3. HOLOCENO MEDIO (6ka)

a) Modelo HadGEM2-CC

La Δ HM – PI para las sub-áreas estudiadas fue de 0.058 y 0.039 $\text{gCm}^{-2}\text{d}^{-1}$ para el norte y sur respectivamente (Figura 40 A). El ciclo estacional simulado por este modelo para el HM y el PI en las dos sub-áreas son menores por un factor entre ~1 a 2.5, aunque no muestran claramente la tendencia estacional (Figura 41 y 42 A). El modelo no simula el máximo de INTPP en marzo en la s/á centro-sur.

b) Modelo HadGem2-ES

La s/á centro-sur mostró una Δ HM – PI anual menor en relación al norte, alcanzando un valor de 0,041 $\text{gCm}^{-2}\text{d}^{-1}$. En el Pacífico ecuatorial esta diferencia también fue simulada en un rango de 0 a 0,25 $\text{gCm}^{-2}\text{d}^{-1}$ (Figura 40 B). El ciclo estacional mostró una ligera mayor amplitud para el invierno en la sub-área norte. Las simulaciones para ambas sub-áreas mostraron en su ciclo anual valores bajos de productividad (Figura 41 y 42 B).

c) Modelo IPSL-CM5A-LR

Se simuló una Δ HM – PI = -0,0234 $\text{gCm}^{-2}\text{d}^{-1}$ en la s/á norte así como en el Pacífico ecuatorial oriental (Figura 40 C). Para la s/á centro-sur se alcanzó una Δ HM – PI = 0,016 $\text{gCm}^{-2}\text{d}^{-1}$. El ciclo anual para las sub-áreas en estudio no mostraron una tendencia clara (Figura 41 y 42 C) Este modelo tampoco simuló el máximo de producción primaria de marzo.

d) Modelo MIROC-ESM

Las diferencias anuales mostraron que para la s/á centro-sur se alcanzó una Δ HM – PI de $-0,0088 \text{ gCm}^{-2}\text{d}^{-1}$. Sin embargo, diferencias positivas son observadas en la mayor área del Pacífico sur (Figura 40 D). Las simulaciones no mostraron máximos típicos del ciclo anual (Figura 41 y 42 D) aunque el desarrollo del ciclo anual fue relativamente mejor que las otras simulaciones.

1.4.PROYECCIONES FUTURAS (4CO₂)

a) Modelo HADGEM2-ES

Frente a la costa peruana la Δ 4CO₂ – PI anual alcanzada en la s/á centro-sur correspondió a $-0,181 \text{ gCm}^{-2}\text{d}^{-1}$ (Figura 43 A) en tanto que en el Pacífico ecuatorial se alcanzaron valores en una magnitud mayor que osciló entre $-0,5$ y $-0,25 \text{ gCm}^{-2} \text{ d}^{-1}$. En ambas sub-áreas los ciclos estacionales no mostraron un patrón semejante a las condiciones actuales y en ambos casos, se muestra una disminución de la amplitud estacional (Figura 44 y 45 A).

b) Modelo IPSL-CM5A-LR

Simula menor productividad en las proyecciones a lo largo de la costa peruana y en la s/á norte proyectó el valor de $-0,0234 \text{ gCm}^{-2}\text{d}^{-1}$ (Figura 44 B). En algunas áreas del Pacífico sur, las condiciones son opuestas. Los ciclos estacionales para ambas simulaciones muestran disminuidas varias magnitudes. No mantienen la tendencia de las condiciones de productividad según las observaciones del ciclo estacional (Figura 45 y 46 B).

c) Modelo MIROC-ESM

La $\Delta 4\text{CO}_2 - \text{PI}$ simuló los valores más bajos (negativos), especialmente en las zonas del Pacífico sur circundante a la s/á centro-sur del Pacífico, cuyos valores se encuentran en un rango de $-0,25 - 1 \text{ gCm}^{-2}\text{d}^{-1}$ (Figura 44 C). La amplitud del ciclo estacional en ambas sub-áreas de estudio estuvo disminuida (Figura 45 y 46 C).

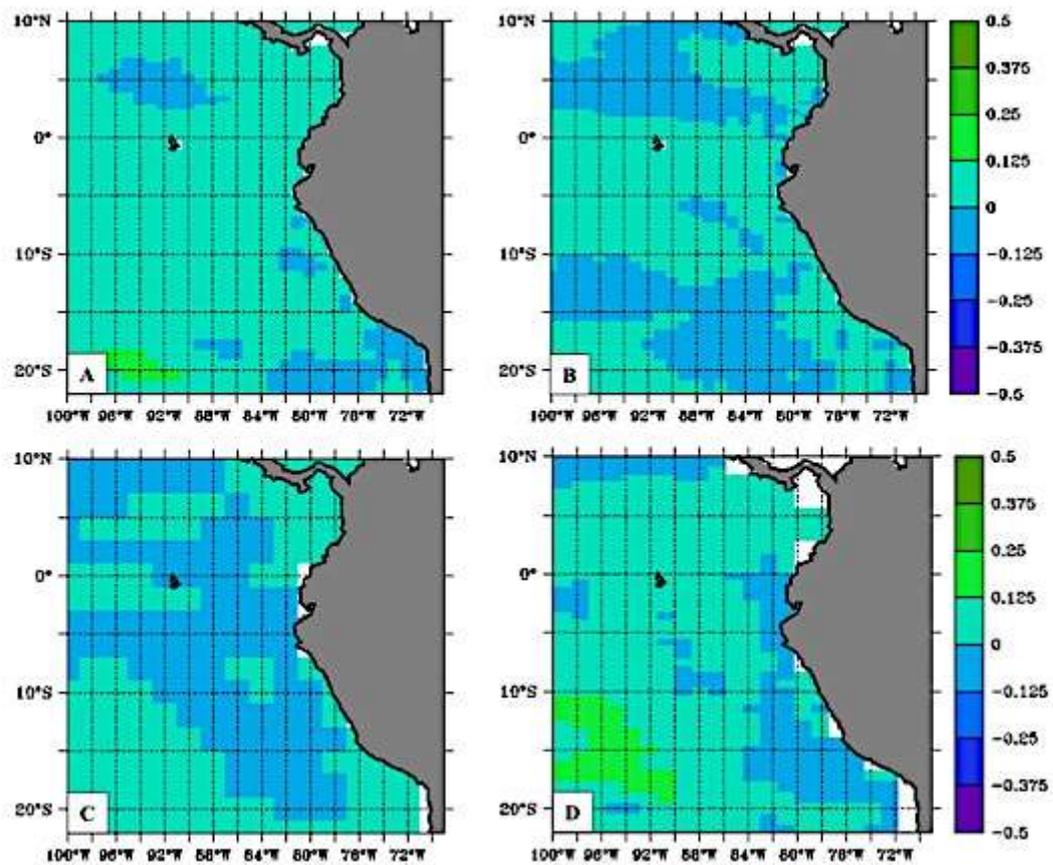


Figura 40. $\Delta \text{HM} - \text{PI}$ de INTPP de promedios anuales de modelos CMIP5: A) HadGEM2-CC, B) HadGEM2-ES, C) IPSL-CM5A-LR, D) MIROC-ESM.

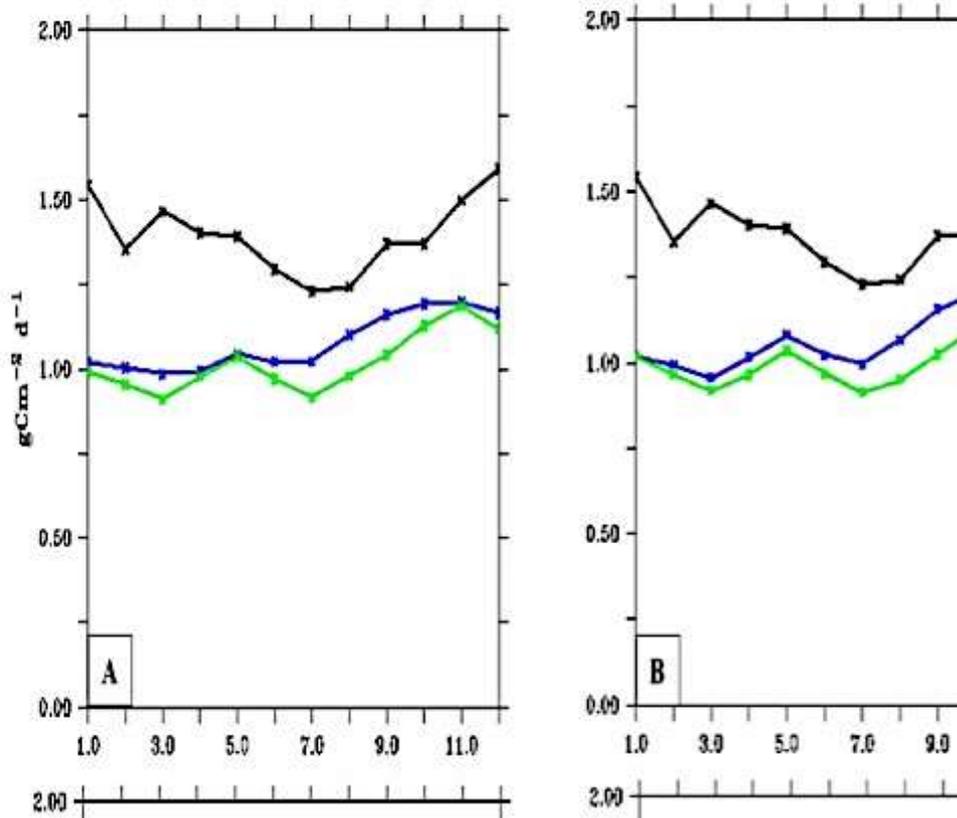


Figura 41. Ciclo estacional de INTPP para la s/á norte para los modelos CMIP5: A) HadGEM2-CC, B) HadGEM2-ES, C) IPSL-CM5A-LR, D) MIROC-ESM. Líneas azules, HM; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones.

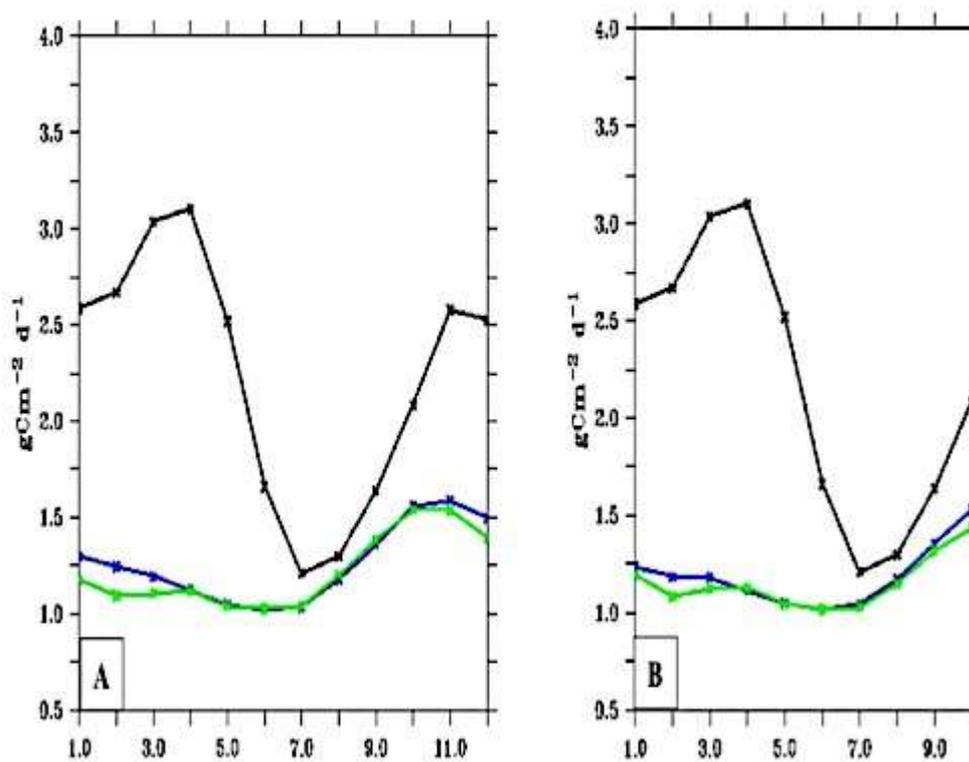


Figura 42. Ciclo estacional de INTPP para la s/á centro-sur para los modelos CMIP5: A) HadGEM2-CC, B) HadGEM2-ES, C) IPSL-CM5A-LR, D) MIROC-ESM. Líneas azules, HM; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones.

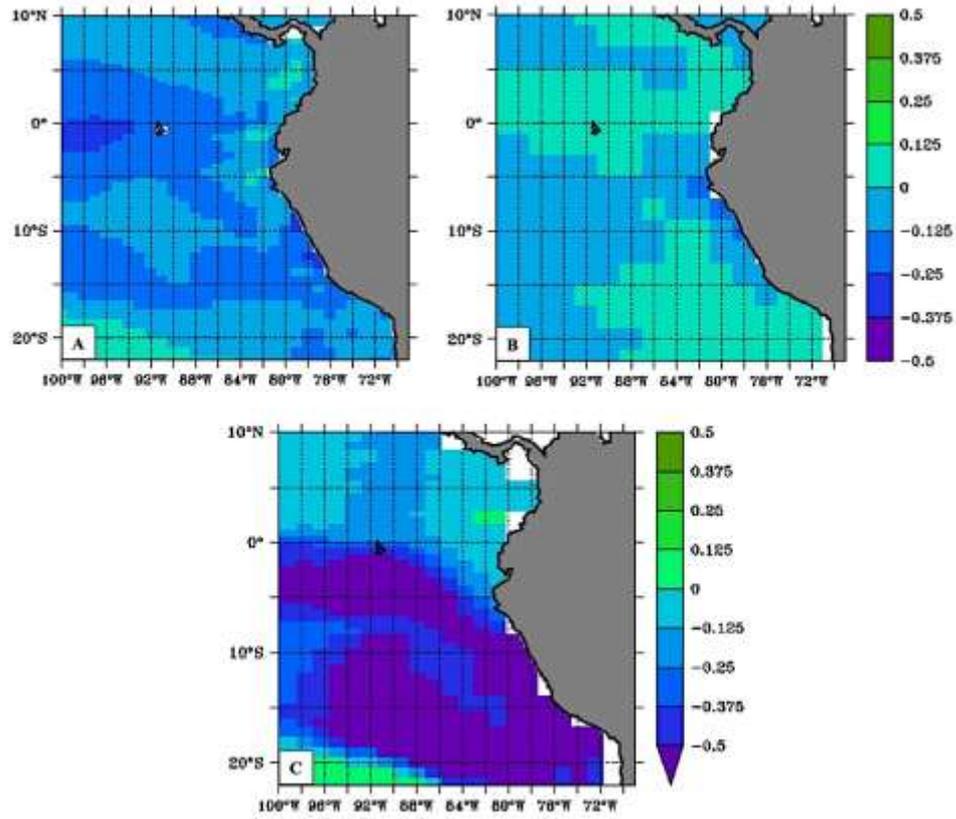


Figura 43. $\Delta 4CO_2$ – PI de INTPP de promedios anuales de modelos CMIP5: A) HadGEM2-ES, B) IPSL-CM5A-LR, C) MIROC-ESM.

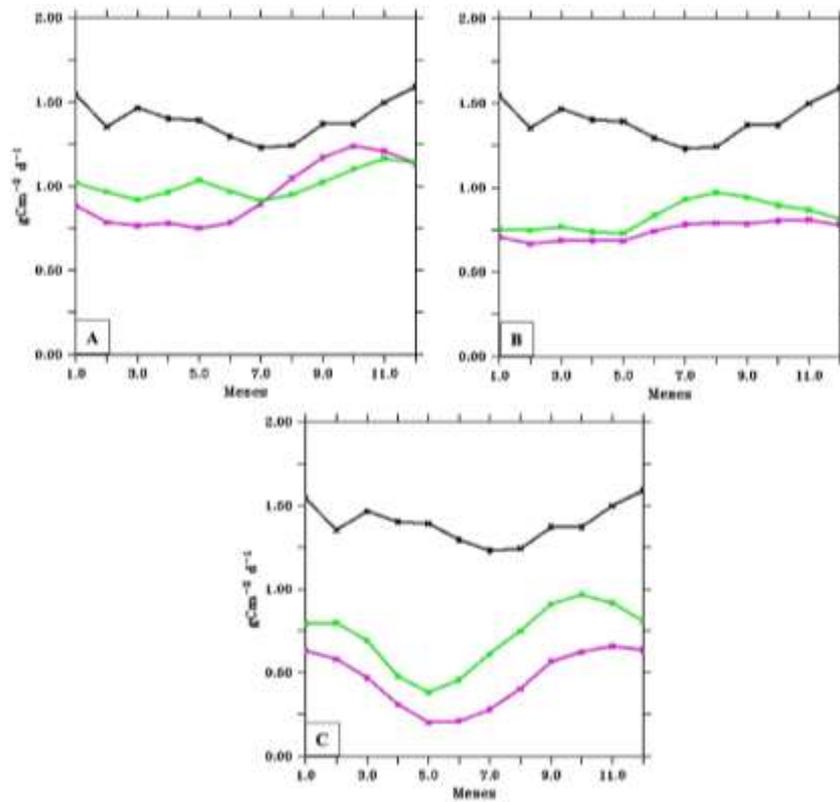


Figura 44. Ciclo estacional de INTPP para la s/á norte para los modelos CMIP5: A) HadGEM2-ES, B) IPSL-CM5A-LR, C) MIROC-ESM.. Líneas rosadas, $4CO_2$; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones.

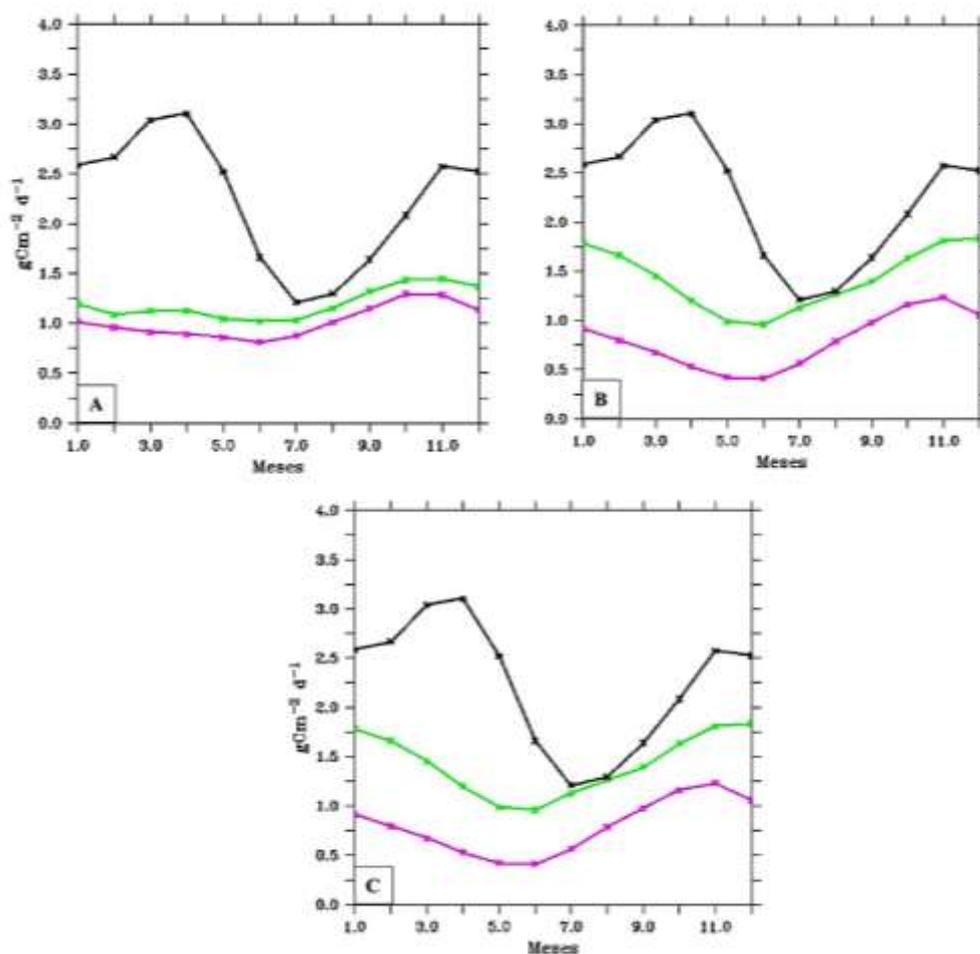


Figura 45. Ciclo estacional de INTPP para la s/á centro-sur para los modelos CMIP5: A) HadGEM2-ES, B) IPSL-CM5A-LR, C) MIROC-ESM.. Líneas rosadas, 4CO₂; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones.

II.4. CONCENTRACIÓN MÍNIMA DE OXÍGENO:

1.1.HOLOCENO MEDIO (6Ka)

a) Modelo HadGem2-CC

Anualmente la Δ HM – PI más notable se simuló para la s/á centro-sur, alcanzando un valor de $-0,0686 \text{ mL}^{-1}$ (Figura 47 A). En la s/á norte también existió una diferencia negativa, sin embargo es mínima. No existió una estacionalidad de acuerdo a lo simulado para ambas sub-áreas (Figura 48 y 49 A).

b) Modelo HadGem2-ES

Las diferencias anuales mostraron que para la s/á centro-sur se alcanzó un valor de $-0,04225\text{mL}^{-1}$ (Figura 47 B). En el pacífico ecuatorial la diferencia alcanzada oscila aproximadamente a los $\sim 0,125\text{mL}^{-1}$. Tampoco se mostraron los patrones estacionales en las salidas de este modelo (Figura 48 y 49 B).

c) Modelo IPSL-CM5A-LR

La $\Delta \text{HM} - \text{PI}$ osciló entre $-0,001$ y $-0,0291 \text{ mL}^{-1}$, sin embargo esta diferencia se ve acentuada en todo el Pacífico alcanzado valores aproximados de $-0,25 \text{ mL}^{-1}$ (Figura 47 C). Tampoco se mostraron los patrones estacionales en las salidas de este modelo (Figura 48 y 49 C).

1.2.PROYECCIONES FUTURAS (4CO₂)

a) Modelo HADGEM2-ES

Anualmente los valores proyectados mostraron una disminución de concentraciones mínima de oxígeno, especialmente en la s/á norte, con un diferencia de $-0,0825 \text{ mL}^{-1}$ (Figura 50 A). Cerca del Pacífico ecuatorial central las condiciones son de mayor oxigenación en relación a las áreas adyacentes de la costa peruana. Tampoco hay una diferencia amplia entre las dos sub-áreas de estudio, sin embargo, los valores simulados para el 4CO₂ son prácticamente menores en relación con las observaciones (Figura 51 y 52 A).

b) Modelo IPSL-CM5A-LR

Frente a la costa peruana se observaron condiciones de menor concentración de oxígeno de acuerdo a la $\Delta 4\text{CO}_2$ y PI alcanzando valores de $-0,2208\text{mL}^{-1}$ en la s/á norte (Figura 50 B). Las simulaciones proyectaron valores casi constantes a lo largo del año, no observándose la tendencia de los cambios de concentración de oxígeno anualmente en ambas sub-áreas de estudio (51 y 52 B).

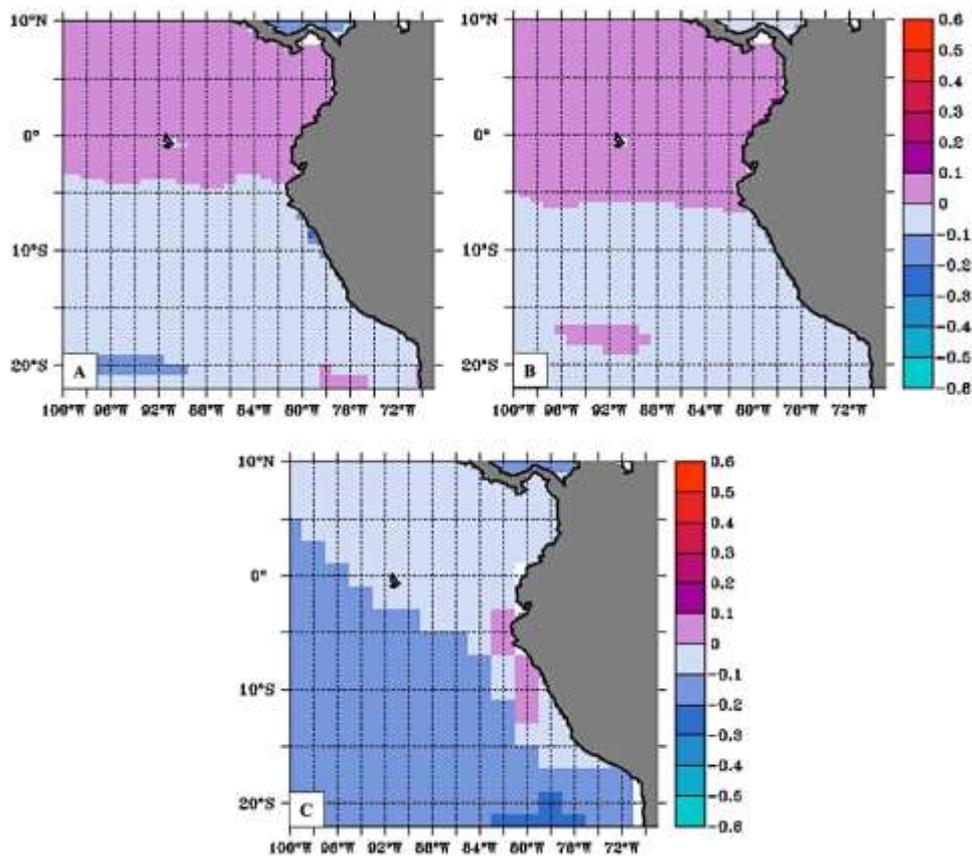


Figura 46. $\Delta \text{HM} - \text{PI}$ de O_2MIN de promedios anuales de modelos CMIP5: A) HadGEM2-CC, B) HadGEM2-ES, C) IPSL-CM5A-LR.

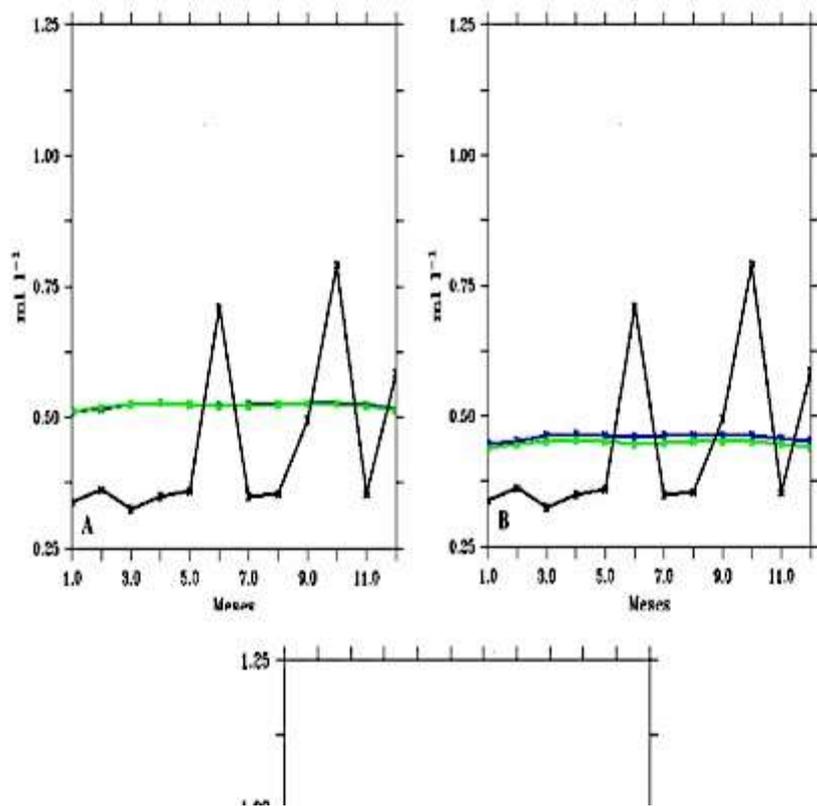


Figura 47. Ciclo estacional de O2MIN para la s/á norte para los modelos CMIP5: A) HadGEM2-CC, B) HadGEM2-ES, C) IPSL-CM5A-LR. Líneas azules, HM; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones.

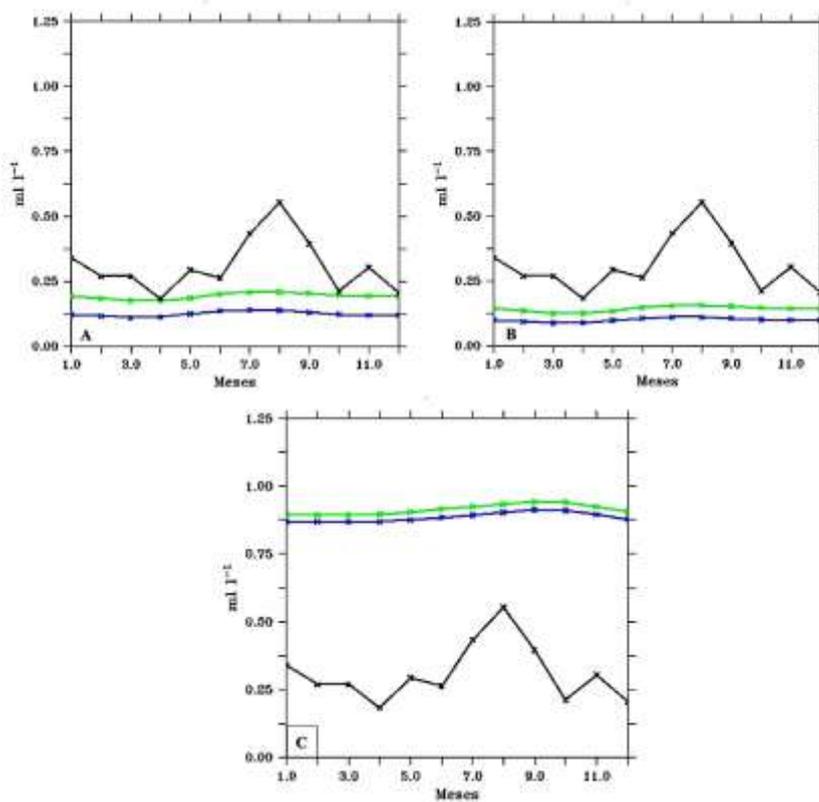


Figura 48. Ciclo estacional de O2MIN para la s/á centro-sur para los modelos CMIP5: A) HadGEM2-CC, B) HadGEM2-ES, C) IPSL-CM5A-LR. Líneas azules, HM; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones.

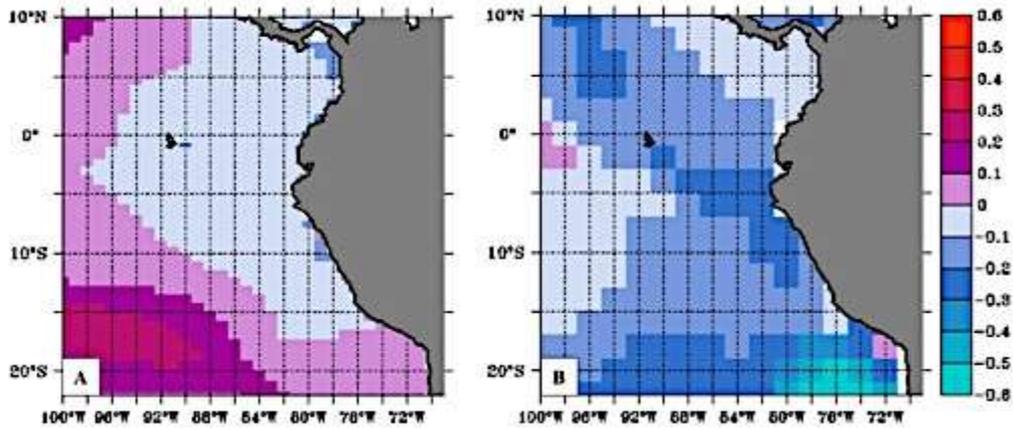


Figura 49. $\Delta 4CO_2 - PI$ de O_2MIN de promedios anuales de modelos CMIP5: A) HadGEM2-ES, B) IPSL-CM5A-LR.

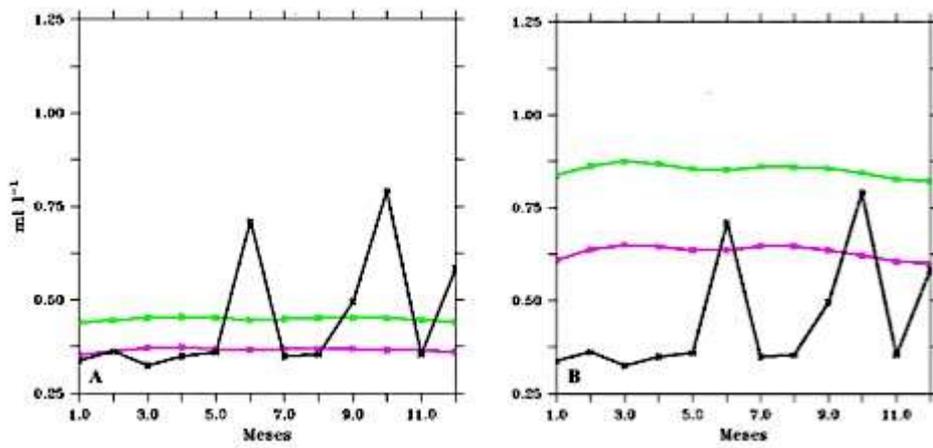


Figura 50. Ciclo estacional de O_2MIN para la s/á norte para los modelos CMIP5: A) HadGEM2-ES, B) IPSL-CM5A-LR. Líneas rosadas, $4CO_2$; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones.

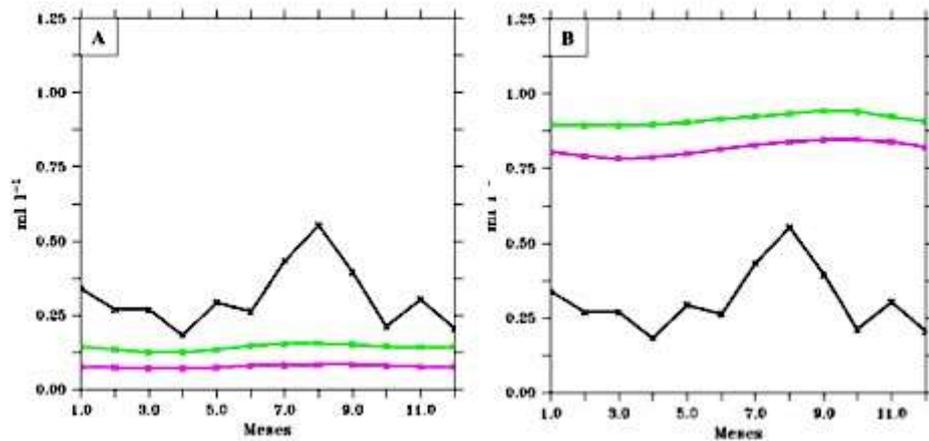


Figura 51. Ciclo estacional de O_2MIN para la s/á centro-sur para los modelos CMIP5: A) HadGEM2-ES, B) IPSL-CM5A-LR. Líneas rosadas, $4CO_2$; Líneas verdes, PI; Líneas negras, Observaciones.

IV. DISCUSIÓN

IV.1. Desarrollo de la Temperatura Superficial del Mar

1. **PARTE A:**

1.1. **Comparación de las simulaciones Pre-Industriales (PI) frente a Observaciones.**

La resolución de los MCGG es baja como para representar características oceanográficas y orográficas finas, e.g. los remolinos de meso-escala, filamentos, bahías, puntas entre otros. Sin embargo, cumplen con el objetivo principal de esta investigación: simular cambios en las condiciones climáticas y características del mar de gran interés frente a Perú a escalas globales como las surgencias costeras y la LFE (Figura 52).

El punto de referencia fueron los datos del WOA (Locarnini et al., 2010) y se observó a escala anual que modelos como HadGEM2-CC y –ES, fueron capaces de resolver las surgencias costeras. Esta representación fue inexactitud debido a la resolución del modelo y a la presencia de pulsaciones cálidas contiguas junto a las surgencias frías. Es posible que al parametrizar la interacción océano-atmósfera de los flujos turbulentos o radiativos a nivel de superficie, relacionada a la inercia térmica del océano y a su vez de la advección de aguas profundas frías (Deser et al., 2010) den origen a esta simulación. Los modelos CNRM-CM5, GISS-E2-R y MIROC-ESM son aquellos que si bien mostraron un gradiente latitudinal de temperatura, no mostraron la característica más importante frente a la costa peruana que son las surgencias.

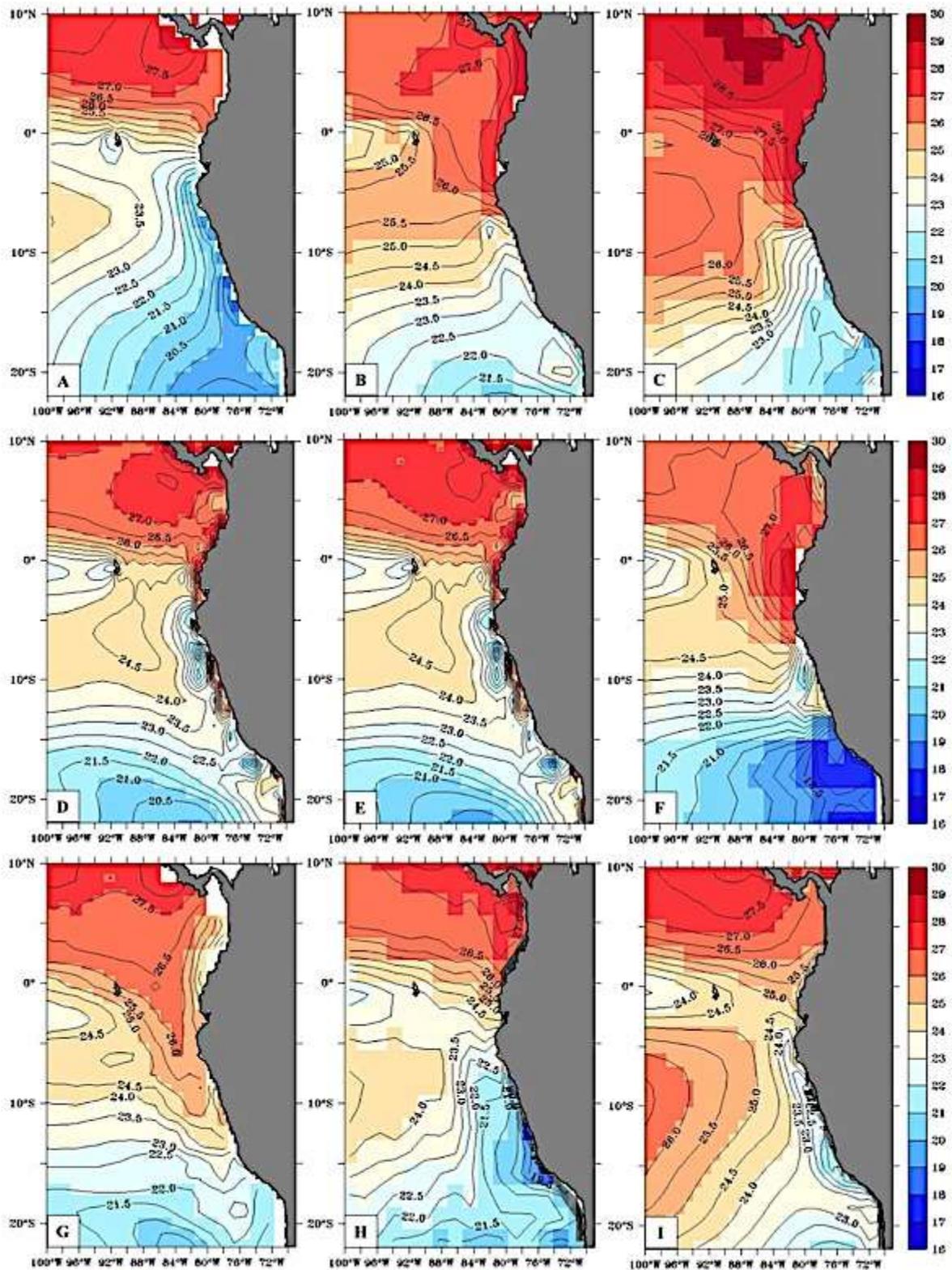


Figura 52. Promedios anuales para la TSM para identificar centros de surgencia para datos A) World Ocean Atlas, y promedios anuales para el PI de modelos B) CNRM-CM5, C) GISS-E2_R, D) HadGEM2-CC, E) HadGEM2-ES, F) IPSL-CM5A-LR, G) MIROC-ESM, H) MPI-ESM-P e I) MRI-CGCM3. La intensidad de colores respresentan una escala de temperturas desde las más frías a las más cálidas en un rango de 14°a 30°C.

Con más coherencia a las observaciones, el modelo MPI-ESM-P representó mejor las surgencias en la costa, a pesar de la baja resolución. El IPSL-CM5A-LR simuló un importante enfriamiento costero en la zona sur, aunque con poca habilidad para centros de surgencia en la zona costera del norte, mientras que el modelo MRI-CGCM3, aunque en menor intensidad, representa los centros de surgencia en la costa peruana.

Para la exploración de la LFE, se analizó el promedio invierno austral (Julio, Agosto y Setiembre), donde se observó que los modelos MPI-ESM-P y MRI-CGCM3 mostraron el desarrollo de la LFE. Mientras que el modelo IPSL-CM5A-LR mostró fuerte enfriamiento al sur, pero una intromisión de aguas cálidas ecuatoriales, quitándole realismo en las simulaciones (Figura 53).

Sobre el ciclo anual en las simulaciones CMIP5 para PI, los valores simulados estuvieron sobre-estimados en la mayoría de los casos, con varios grados mayores respecto al ciclo anual de los datos satelitales, como la sub-área norte (ver Resultados, Figura 29 A, B, E) en donde modelos como CNRM-CM5 o GISS-E2-R, simulan valores muy altos. Por lo contrario, los modelos HadGEM2-ES, MPI-ESM-P y MRI-CGCM3, simulan un ciclo anual PI más coherente en relación a las observaciones.

La sub-área centro-sur, fue mejor simulada en el ciclo estacional tanto en tendencia como en magnitudes de grados centígrados respecto a la sub-área norte. Se destaca los modelos IPSL-CM5A-LR, MPI-ESM-P y MRI-CGCM3 (ver Resultados,

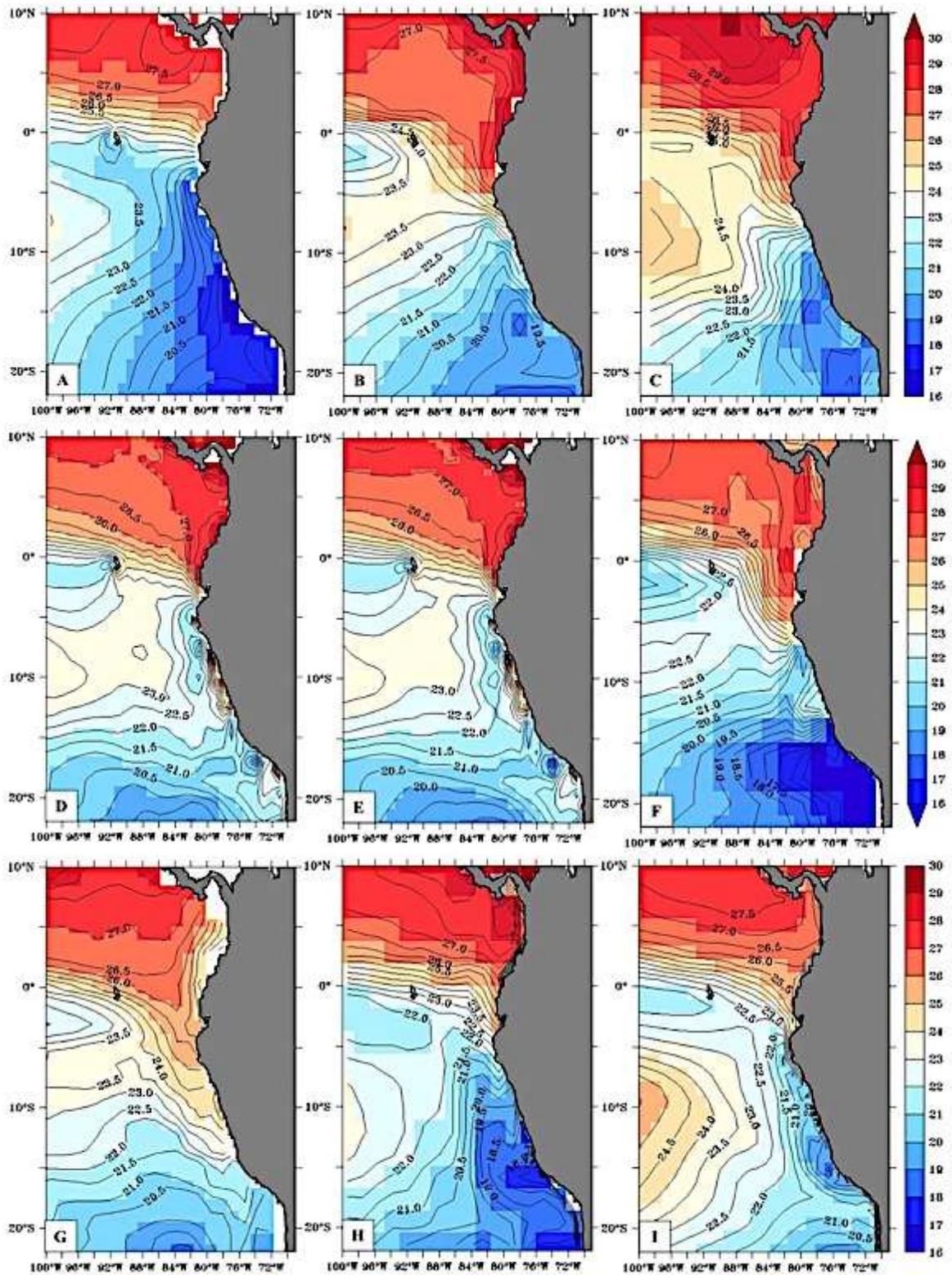


Figura 53 Promedios de invierno para la TSM para identificar la LFE para datos A)World Ocean Atlas, y promedios anuales para el PI de modelos B) CNRM-CM5, C) GISS-E2_R, D) HadGEM2-CC, E) HadGEM2-ES, F) IPSL-CM5A-LR, G) MIROC-ESM, H)MPI-ESM-P e I) MRI-CGCM3. La intensidad de colores respresentan una escala de temperturas desde las más frías a las más cálidas en un rango de 14°a 30°C.

Figura 30 E, G, H) por mostrar una tendencia similar al desarrollo del ciclo estacional de las observaciones, aunque de manera similar a la sub-área anterior, aparece un aumento progresivo pronto a partir de julio-agosto, aunque no tan pronunciado como el principal pico de temperatura en verano. En general, la sub-área de estudio es representada estacionalmente mejor por los modelos CMIP5 en función de los datos observacionales.

2. PARTE B

2.1. Preámbulo al análisis de simulaciones del Holoceno Medio (HM-6k)

Preliminarmente se realizó un experimento denominado *pseudoproxy* (ver detalles en Metodología, pág. 63) para dilucidar algún tipo de preferencia estacional en la paleo data, respondiendo la pregunta ¿Cómo hacer comparaciones de proxies que eventualmente tengan algún grado de preferencia estacional frente a salidas de modelos CMIP5? A continuación se aborda esta pregunta, teniendo en cuenta antecedentes de otras investigaciones independientes.

Señal estacional en proxies frente a salidas de modelos

Timmermann et al. (2014) sostienen que los modelos de mediana complejidad (LOVECLIM) simularían ciertas tendencias a la estación del verano respecto a las paleo-reconstrucciones a partir de alquenonas, ya que estas al ser sintetizadas preferentemente en verano, registrarían la estación cálida del clima.

Las diferencias entre las reconstrucciones de UK'₃₇ y Mg/Ca que estos investigadores observaron radican en el ciclo vital de estos organismos-proxies en

función de su mejor desarrollo y la almacenamiento de la información de TSM. Para el ratio el ratio Mg/Ca, determinaron un cambio relativo al enfriamiento respecto a toda la cuenca del Pacífico durante el HM (Timmermann et al., 2014).

Sin embargo, con las correlaciones obtenidas entre la TSM (de observaciones) frente a la TSM reconstruida a partir de alquenonas (actuales) encontraron que existe una buena correspondencia entre la TSM mensual y TSM obtenida a partir de alquenonas, aunque con correlaciones más bajas para febrero y marzo. Según lo hallado, se aceptó que estadísticamente las correlaciones de TSM son iguales tanto anuales como mensuales, es decir, los proxies no guardarían claramente la señal estacional (Timmermann et al., 2014).

Adicionalmente, Schneider, et al., (2010) sentenciaron que los promedios obtenidos por proxies de TSM como alquenonas corresponden a los promedios anuales; información a la que Timmermann et al. (2014) también arribaron. Sumado a esto Schneider, et al., (2010) utilizaron un índice estacional (SI, por sus siglas en inglés) quienes determinaron que en las bajas latitudes, las amplitudes menores a 2°C corresponderían a registros con una baja disponibilidad para incluir una preferencia a una estación climática, lo que significaría que no habría una preferencia estacional al guardar la señal climática en el organismo-proxy.

2.2. Análisis de Pseudoproxy

Es preciso mencionar, que una asunción realizada es que los datos satelitales MODIS para INTPP incorporan en su información el desarrollo de los

cocolitofóridos, no siendo el grupo fitoplanctónico principal en la productividad primaria. A través del pseudoproxy se encontró que en los modelo, prácticamente no existe diferencia en la TSM al ser ponderada por la concentración de clorofila (satelital), llegándose a las siguientes determinaciones (Figura 54):

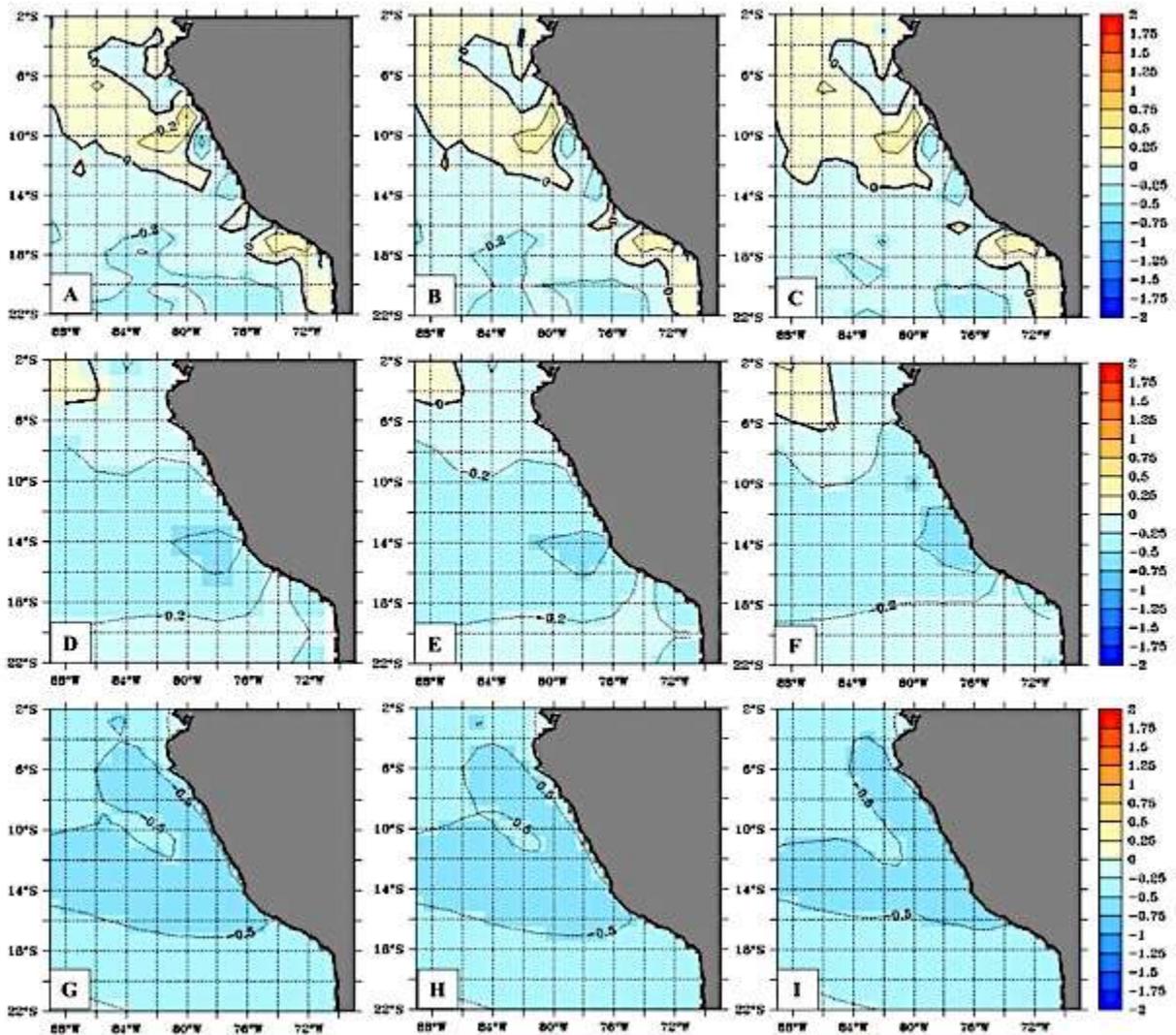


Figura 54. Experimentos de pseudoproxy en el cual se observa la baja diferencia al ponderar las salidas de TSM con la clorofila en función a la estacionalidad. Diferencias de promedios anuales de HM – PI de los modelos A) HadGEM2-CC, D) IPSL-CM5A-LR, G) MRI-CGCM3; Diferencias anuales de HM – PI para analizar potenciales sesgos para los mismos modelos en los paneles B), E) y H) respectivamente; Pseudoproxy para las diferencias anuales de HM – PI en los modelos C), F), I) respectivamente. La intensidad de colores respresentan una escala de diferencias de temperturas desde un rango de -2°C a +2°C.

(i) El uso de la ponderación para los meses de verano en relación a los meses de mayor productividad, mostró ligeros cambios en las tendencias estacionales. (ii) El efecto de la estacionalidad sobre la paleo data (TSM-alquenonas) no tuvo una gran diferencia para esta área de estudio.

2.3. Comparación de simulaciones 6Ka frente a la data paleoceanográfica

Sub-área norte:

Anualmente, 4 modelos mostraron simulaciones en las que se pudieron observar condiciones frías en el Pacífico oriental en concordancia con los datos paleoceanográficos y el criterio 1 de evaluación (C1): IPSL-CM5A-LR, CNRM-CM5 y destacándose los modelos MRI-CGCM3 y MPI-ESM-P. Estos dos últimos más consistentes con la paleo data, en especial el modelo MRI-CGCM3 el que simuló mejor las condiciones frías típicas de la costa peruana con una variación de $\Delta_{HM-PI} = -0.41^\circ$, además de resolver con mayor consistencia las surgencias costeras y la LFE (ver resultados, Figuras 32, 34, 35).

El modelo MIROC-ESM también mostró un enfriamiento, con la mayor variación respecto a los demás CMIP5 ($\Delta_{HM-PI} = -0.57^\circ\text{C}$), sin embargo, el enfriamiento observado abarcó prácticamente la cuenca del Pacífico comprendida entre los 40°N y 40°S. Este hecho da pie a controversias, llegando a ser poco realista.

En la exploración de potenciales causas que contribuyeron a un estado climático en el HM tipo La Niña, los investigadores Koutavas et al, (2006) y Koutavas &

Joanides (2012) hallaron que durante el HM existió un gradiente térmico zonal muy marcado, haciendo que la circulación de Walker se reforzara dando como resultado disminución de la TSM en el Pacífico oriental. Bajo esas afirmaciones, se analizó el modelo MRI-CGCM3 (el que mostrara mejor correspondencia con el C1) frente al modelo GISS-E2-R (el menos realista) y el modelo HadGEM2-ES, para observar el desarrollo de las temperaturas, hallándose lo siguiente (Figura 55):

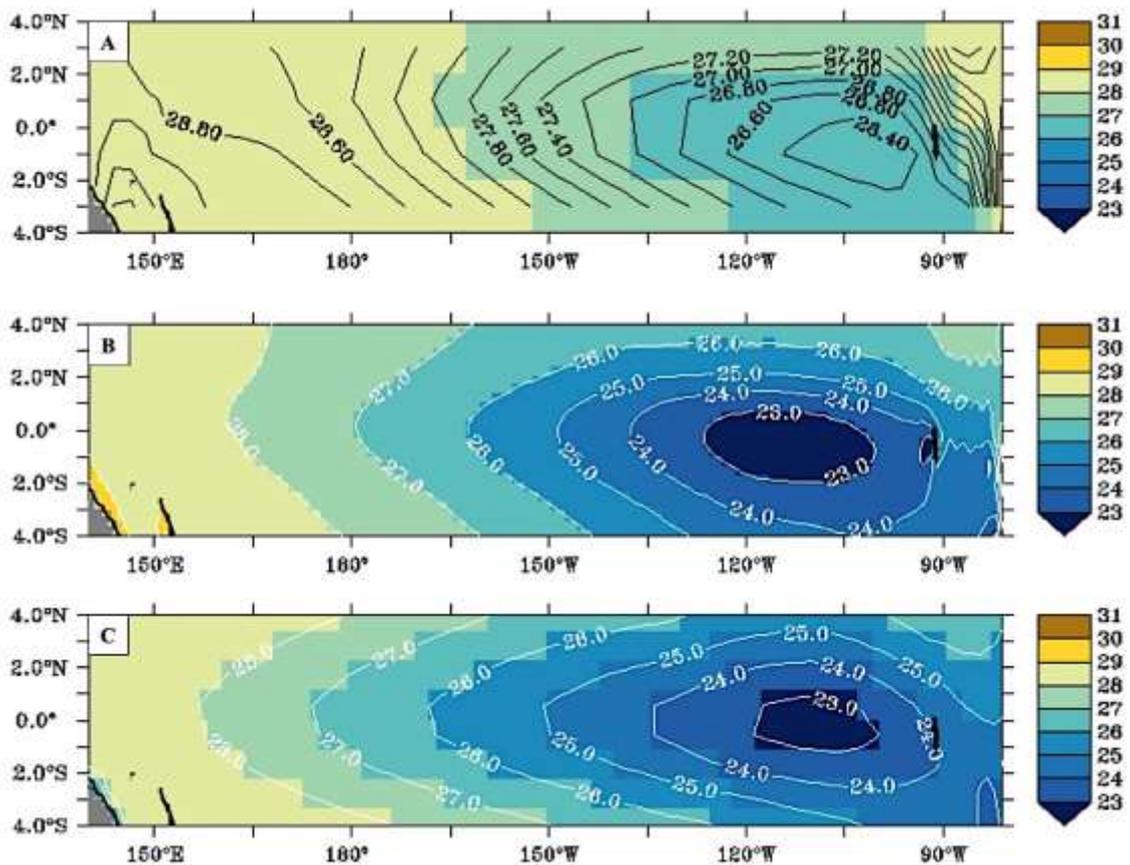


Figura 55. Gradiente zonal simulados para el HM en el Pacífico ecuatorial de los modelo A) GISS-E2-R, B) HadGEM2-ES y C) MRI-CGCM3 de TSM entre los 4°Ny 4°S y 220°W y 81°W.

Si bien el segundo y tercer modelo (Figura 55 B, C) no simularon el típico enfriamiento adyacente a las costas occidentales de Sudamérica, sí desarrollaron condiciones más frías en el Pacífico oriental (divergencia ecuatorial), en tanto que para el lado occidental del Pacífico las condiciones fueron más cálidas, lo que

significaría una diferencia térmica de oeste-este de $\sim 3^{\circ}\text{C}$, en concordancia con lo mencionado por Koutavas et al, (2006), mientras que el primer modelo (Figura 55 A) no mostró significativamente el gradiente conforme lo señalan los autores.

Como se ha visto, el modelo GISS-E2-R tuvo simulaciones menos coherentes en relación a la data paleo para el HM ($\Delta_{\text{HM-PI}} = 0.15^{\circ}\text{C}$), mientras que los modelos HadGEM2-CC y -ES mostraron condiciones más cálidas para las costas peruanas. Además, estas simulaciones mostraron un calentamiento que se extendió casi por toda la costa occidental de Sudamérica así como en el Pacífico ecuatorial oriental.

Las simulaciones de MRI-CGCM3, MPI-ESM-P e IPSL-CM5A-LR en concordancia con el C1 de evaluación estarían en discordancia a investigación hecha por Nürnberg et al. (2015) quienes afirmaron que el HM sufrió una variación positiva de $\sim +1^{\circ}\text{C}$ causado por la confluencia de masas de aguas, especialmente de las aguas tropicales superficiales. Además de desestimar el efecto de los cambios climáticos inducidos por la asimetría de la insolación en los hemisferios norte y sur.

Estacionalmente, las simulaciones evidenciaron enfriamiento para el verano en los 08 modelos CMIP5 seleccionados, en especial MRI-CGCM3, MPI-ESM-P e IPSL-CM5A-LR con un descenso de $\sim 1^{\circ}\text{C}$ (ver anexo 1). El modelo CNRM-CM5 simuló condiciones más frías, pero el modelo MRI-CGCM3 representó un ciclo estacional más acorde, cuyo promedio de TSM fue de $25,75^{\circ}\text{C}$.

En invierno, sólo 02 modelos mostraron enfriamiento: MIROC-ESM y MPI-ESM-P oscilando entre $-0,02^{\circ}\text{C}$ y $-0,15^{\circ}\text{C}$ respectivamente. Es posible que el invierno para el HM para esta sub-área sea subestimada, en parte por la poca resolución de procesos ligados a las surgencias costeras y presumiblemente por una tendencia a simular cantidades de calor almacenados o por la presencia de masas de aguas cálidas de zonas ecuatoriales resultando en una acumulación o desbalance térmico, además del efecto de los regímenes de insolación de acuerdo a la configuración de la órbita terrestre (Ciclos de Milankovitch) (Figura 56).

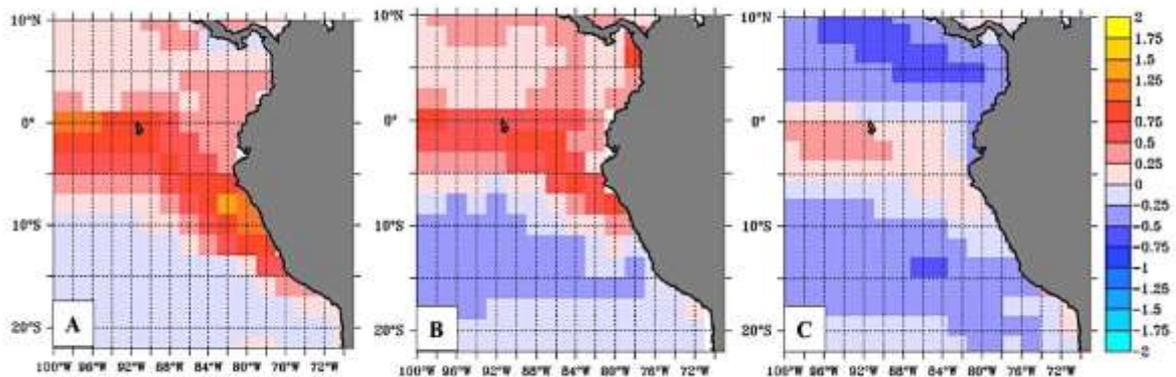


Figura 55. Diferencias de promedios de invierno para TSM del HM – PI de la sub-área norte. Modelos A) CNRM-CM5, B) ISPL-CM5A-LR, C) MPI-ESM-P, h) MRI-CGCM3.

Sub-área centro-sur:

Anualmente, 6 de 8 modelos mostraron condiciones de enfriamiento cuya variación osciló entre -0.13°C a -0.76°C , de los cuales los modelos MRI-CGCM3, IPSL-CM5A-LR y MPI-ESM-P en relación al C1 establecido para la evaluación. Es significativo que estos modelos hayan recreado las áreas de surgencia (ver Resultados, Figuras 28 E, G, H) y que mantengan la localización que actualmente se conoce (Tarazona & Arntz 2001). Si bien el modelo MIROC-ESMP simuló un enfriamiento más pronunciado ($\Delta_{\text{HM} - \text{PI}} = -0.76^{\circ}\text{C}$), lo mismo que para la sub-área

norte, el modelo podría dar simulaciones sesgadas a una condición de enfriamiento generalizado.

Dado que HadGEM2-CC y –ES simularon los afloramientos costeros, se seleccionó el modelo HadGEM2-ES que incorpora el ciclo del carbono en el fitoplancton del océano (Figura 57) para analizar posibles re-movilizaciones de los centros de surgencia en el HM. Se realizó este análisis ya que significaría un hecho importante la re-movilización, en términos de calidad y disposición de aguas con nutrientes importantes para la formación de productividad primaria.

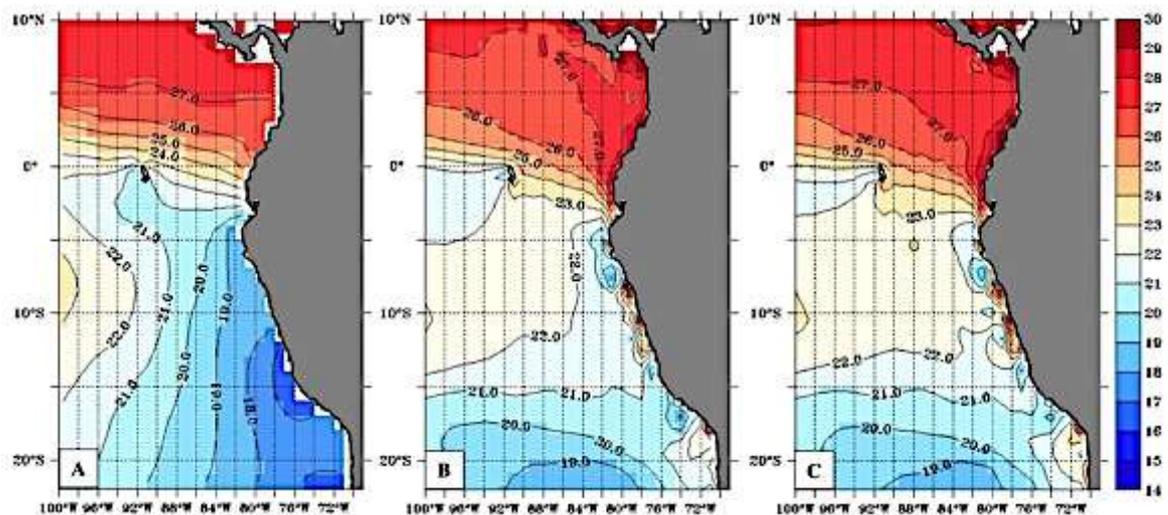


Figura 56. TSM promedio de invierno para A) WOA, B) y C) simulaciones de TSM para periodos PI y HM respectivamente, para la observación de centros de surgencia.

Los resultados del análisis del modelo HadGEM2-ES mostraron que a pesar de que la resolución es baja en los MCGG, no se observó re-movilizaciones de los centros de surgencia.

Carré et al., (2005) usaron a *Mesodesma donacium* como registro-proxy para la reconstrucción de TSM en el HM a través del análisis isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ en las

conchas fósiles; concluyendo que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de aragonita de *M. donacium* está muy bien correlacionada con la TSM.

En base a esa investigación, Carré et al. (2012) encontraron que los valores isotópicos del HM son significativamente más positivos (nivel de confianza del 95%) a partir de 14°S (Río Ica) al 18°S (Quebrada Los Burros, QLB), lo que indica condiciones más frías en relación a las actuales. Los cambios en la TSM fueron aproximadamente -0.7°C ($\pm 0.9^{\circ}\text{C}$) en Río Ica, -4.5°C ($\pm 1.1^{\circ}\text{C}$) en QLB y -0.9 ($\pm 1.4^{\circ}\text{C}$) en Los Vilos (Chile central) hace ~ 4.500 AP.

Una observación entre los valores simulados para el HM y los datos paleo-oceanográficos obtenidos por Carré et al. (2012) es que estos autores reconstruyeron una variación de -4.5°C para la latitud 18°S, siendo una magnitud elevada, lo cual motiva la controversia respecto a las causas y por qué los modelos no poseen la habilidad de simular estas condiciones.

Bajo estas premisas y considerando que la disminución de la TSM se debió a un APS intensificado, dando lugar a un reforzamiento de las corrientes superficiales del Pacífico oriental, el valor reconstruido de TSM dista considerablemente a los demás valores en la misma investigación, siendo relativamente cercanos (separados por $\sim 4^{\circ}$) y parte del mismo ecosistema de surgencia de borde oriental Perú-Chile (Di Lorenzo, 2015).

El valor obtenido para el sitio QLB (18°S), podría ser explicado por un proceso muy local que pudo controlar las surgencias costeras en el HM, como es el caso de las puntas o proyecciones de la costa en el océano y que influyen en la velocidad de los vientos costeros, los cuales, por razones de la resolución de los modelos de circulación global, no son parametrizados.

Por otro lado, es posible que los registros-proxies hayan experimentado algún tipo de degradación no controlada o degeneración, como se observa en algunos corales, dándose en ellos una diagénesis submarina o de agua dulce, alterando la presencia de aragonita y por ende la señal paleoclimática (Lazareth et al., 2013). Asimismo analizar qué otra clase de forzantes, como los vientos, pudieron haber controlado el mecanismo de Ekman, responsable del transporte de aguas frías en los centros de surgencias, hechos que van más allá del alcance de esta investigación.

3. PARTE C

3.1. Comparación de proyecciones 4CO₂ frente a otras investigaciones.

Sub-área norte:

Los 7 modelos disponibles mostraron calentamiento tanto en la parte costera como oceánica frente a Perú en la escala anual (ver Resultados, Figura 31). Estos resultados descartan algún tipo de analogía climática respecto al HM, en donde las condiciones que primaron fueron del tipo la Niña (Figura 55 B, C), por los gradientes térmicos en el océano Pacífico y en referencia a la información paleoclimática.

Respecto a la estacionalidad, para verano los modelos mostraron máximas variaciones desde 5.1°C a 5.37°C, proyectados por HadGEM2-ES y MPI-ESM-P respectivamente, siendo este último modelo, uno de los que mejor correspondencia tuvo con el criterio C1 de evaluación, pero en las proyecciones de 4CO₂, las características del sistema oceánico son antagónicas. El modelo GISS-E2-R, proyectó las magnitudes más bajas en relación con el resto de modelos inclusive para todas las escalas temporales, alcanzando un promedio de ~2.72°C.

Las simulaciones de invierno tienen casi la misma tendencia que las otras escalas analizadas, mostrando el máximo valor por el modelo HadGEM2-ES ($\Delta_{4CO_2 - PI} = 5.55^\circ C$), lo cual posiblemente sobre-estime la TSM de invierno, puesto que la estacionalidad influye en el patrón térmico, dando como resultado temperaturas menores, quitándole realismo al valor de este modelo.

MIROC-ESM es un modelo muy discutible, puesto que parece tener simulaciones extremas, tanto como se observó para el HM y ahora para 4CO₂, ya sea anual o estacionalmente. Si bien existen gradientes latitudinales para la proyección futura, los valores muestran magnitudes muy elevados (Figura 58 E), lo que podría llevarnos a inferir a que este modelo puede tener parametrizaciones que a diferentes escenarios climáticos, tienda a sobre estimar los flujos radiativos u otra clase de procesos.

Aunque el modelo GISS-E2-R en las evaluaciones para el HM no tuvo resultados satisfactorios, mientras que el modelo MRI-CGCM3 sí tuvo más consistencia con

el criterio C1; en las proyecciones 4CO₂, ambos modelos simulan ya sea a escalas anuales, de verano o invierno, magnitudes moderadas cuyas variaciones en promedio es de ~3.6°C.

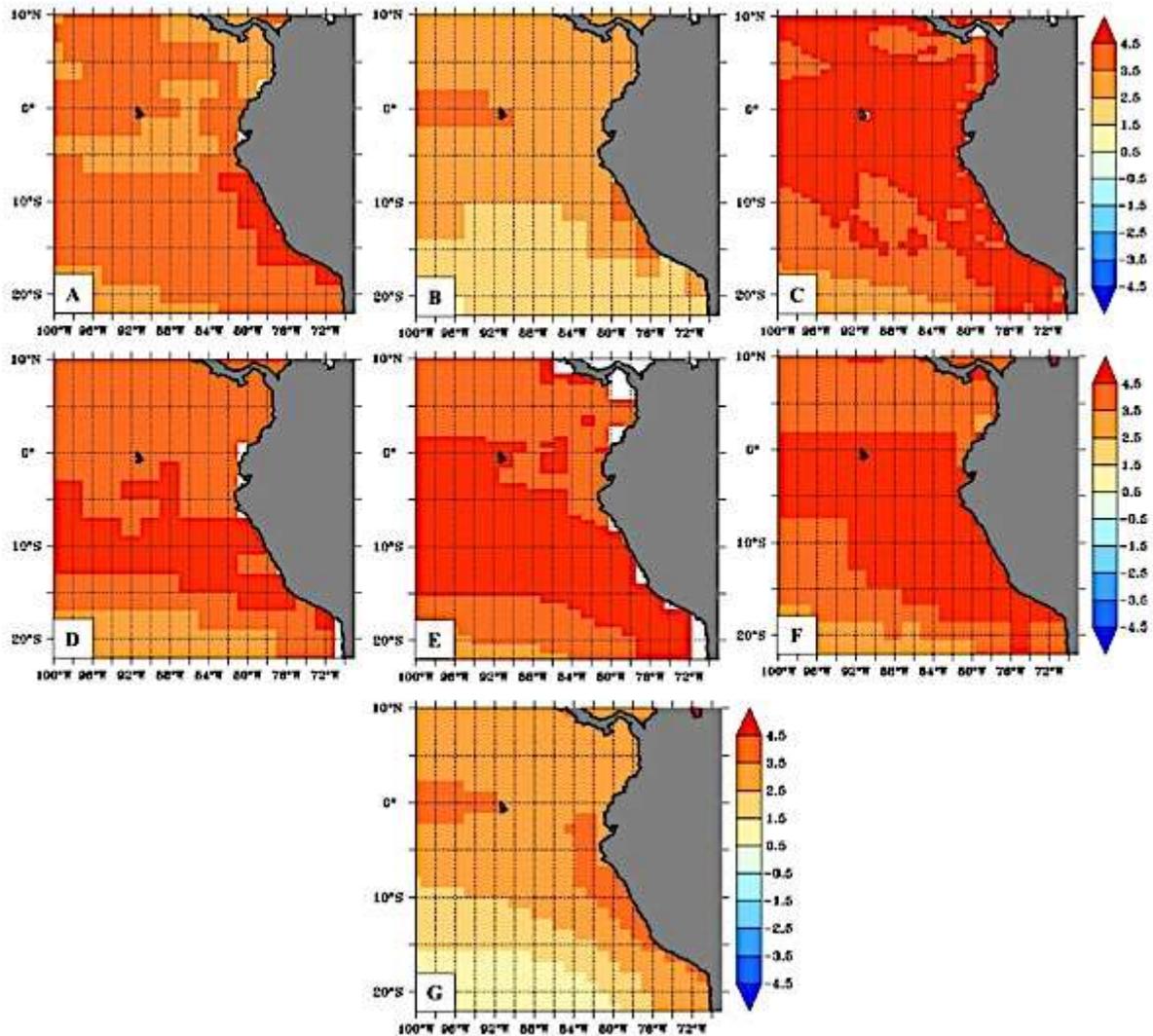


Figura 57. Diferencias de TSM promedio de verano para las simulaciones de 4CO₂ – PI de los modelos A) CNRM-CM5, B) GISS-E2-R, C) HadGEM2-ES, D) IPSL-CM5A-LR, E) MIROC-ESM, F) MPI-ESM-P y G) MRI-CGCM3.

Sin embargo, no significa que dichos valores sean ideales, por el contrario son poco alentadores, ya que frente a un aumento de tan sólo 2.5°C (Mann 2009, Knutti et al. 2015; Grigoroudis et al. 2017), nos debería comprometer en tomar acciones concretas, como la mitigación de emisiones de CO₂ y el uso de energías limpias y

renovables (Obama, 2017) para salvaguardar los distintos servicios ecosistémicos que nos ofrece el ambiente.

Es un hecho irreversible que los cambios en el clima traerán distintas consecuencias en términos de biodiversidad, biomasa, condiciones ambientales, muchas de ellas reflejadas en el océano (Worm et al. 2006; Cheung et al. 2009; Hoegh-Guldberg & Bruno 2010; Sumaila et al. 2011; Gattuso et al. 2015), lo cual repercutiría negativamente para la sociedad en general, en especial para países poco desarrollados como el Perú.

Considerando que el estudio del acoplamiento océano-atmósfera está ligado a eventos como el ENSO, estudios para proyecciones futuras como el de Cai et al. (2014) al elegir un total de 20 modelos entre CMIP3 y CMIP5, reprodujeron condiciones extremas de El Niño³, con un aumento en número de ocurrencias, los que podrían repercutir en las costas de Perú, en semejanza a lo ocurrido durante los eventos extremos de el Niño 92/93 y 97/98, según los mismo autores.

Según Cai et al. (2014) el debilitamiento del gradiente de TSM es inducido por un rápido calentamiento en las condiciones previas del estado del océano a lo largo del ecuador en relación a otras regiones oceánicas fuera de él (Pacífico ecuatorial oriental que en lugar del occidental); característica observada inclusive en un modelo estático el océano (Vecchi & Soden, 2007).

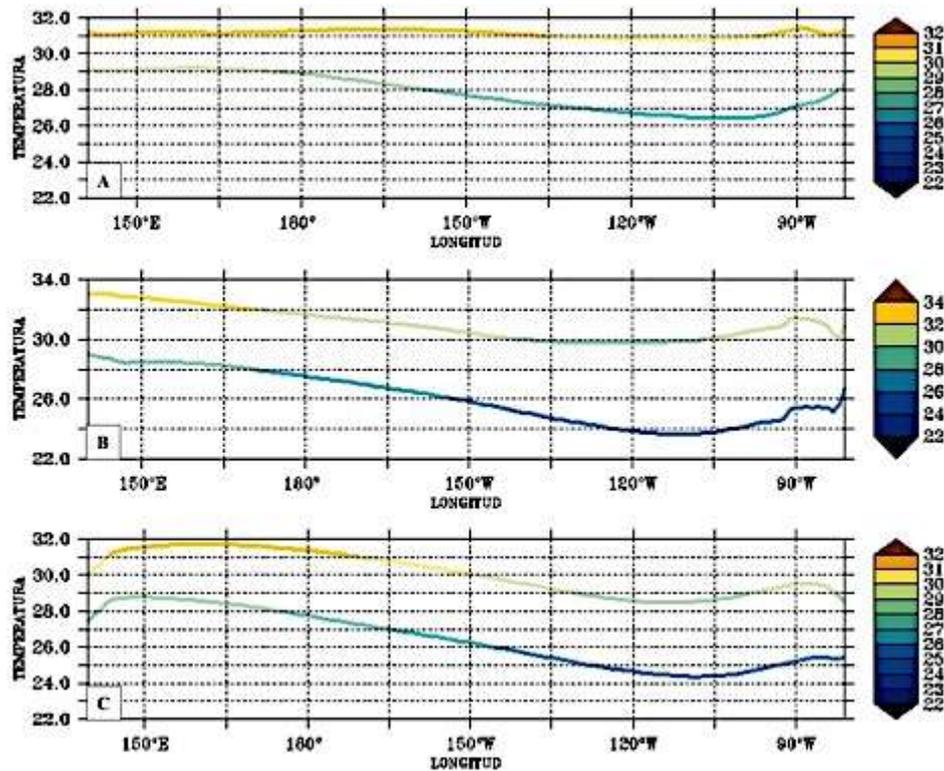


Figura 58. TSM promedio de verano para el Pacífico ecuatorial, comprendido entre los 4°N y 4°S. Modelos A) GISS-E2-R, B) HadGEM2-ES y C) MRI-CGCM3. Cada gráfica posee dos curvas, la superior representa las proyecciones de 4CO₂ y la inferior el periodo PI.

En el análisis hecho para 03 modelos CMIP5 para evaluar los gradientes zonales de verano, se observó que en el modelo GISS-E2-R (Figura 59 A) hubo prácticamente una ausencia de gradiente térmico a lo largo del Pacífico ecuatorial, mientras que en HadGEM2-ES y MRI-CGCM3 (Figura 59 B y C), se proyectó un gradiente zonal, aunque con TSM superiores a los 28.5°C para el lado oriental. Esto supondría una termoclina más profunda cerca de las costas orientales, con TSM más cálidas a ambos márgenes del Pacífico, lo que podría acarrear anomalías (debilitamiento) de los vientos superficiales.

Un componente de la dinámica océano-atmósfera es el estrés del viento sobre la superficie y su intensidad debe ser estudiada de manera cuidadosa en las proyecciones. Según los resultados de Belmadani et al. (2014), habría un

disminución del gradiente de presión a lo largo de la costa de Perú, inducido en parte por las TSM altas, el desplazamiento meridional del APS y por considerar otros factores.

Lo anterior se traduciría a un debilitamiento del gradiente de presión latitudinal, ocasionando vientos más débiles, lo que equivaldría a un menor transporte de Ekman, y en consecuencia, menores surgencias. De ser esta la situación futura, la circulación de Walker se vería comprometida, trayendo consigo una serie de cambios en el acoplamiento océano-atmósfera.

Sub-área centro-sur:

Para la sub-área centro-sur anualmente, se observaron temperaturas inclusive mayores a las simuladas por los modelos de la sub-área norte. Modelos CMIP5 como HadGEM2-ES proyectaron variaciones de hasta $\sim 6^{\circ}\text{C}$, lo cual da como resultado una condición cálida extendida a lo largo del margen costero e incluso en la parte oceánica del Pacífico frente a Perú.

Como en la sub-área norte, aquí tampoco es posible encontrar similitudes a las simulaciones del HM, aunque podría destacarse que magnitudes prudentes de TSM son simuladas por modelos como el IPSL-CM5A-LR y MRI-CGCM3, con una variación anualmente de $\Delta_{4\text{CO}_2 - \text{PI}} = \sim 4.2^{\circ}\text{C}$. Los patrones de simulación son muy semejantes a la sub-área norte (Figura 60), especialmente en verano, no correspondiendo a un patrón típico latitudinal.

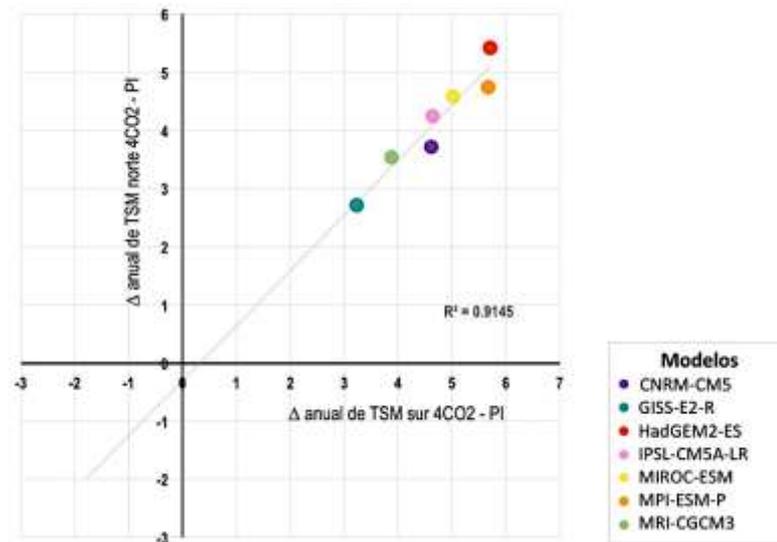


Figura 59. Correlación entre las diferencias de TSM anuales para las sub-áreas norte y centro sur para los 7 modelos CMIP5 disponibles.

Según Christensen et al. (2007), en estudios regionalizados a partir del proyecto Diagnóstico e Intercomparación de Simulaciones de Modelos Climáticos (PCMDI) bajo un escenario A1B, encontraron fuertes sesgos positivos para las variables de TSM y PR frente a Perú, los cuales varían desde típicos 3°C y 2mm/día respectivamente, simulando un régimen climatológico cálido y húmedo, típico de zonas tropicales, con lluvias convectivas espurias, en una área típicamente árida, dominada por una alta subsidencia con temperaturas frías como consecuencia de las surgencias. Información que es semejante a la analizada en las simulaciones 4CO₂ para todos los modelos CMIP5 respecto a la TSM (ver resultados, Figura 31; Anexo 1).

Según Belmadani et al. (2014), sumado al efecto invernadero como forzante, el rol que juega la dinámica del océano Pacífico por se podría contribuir a distintos cambios en el escenario futuro, en donde un debilitamiento de la circulación de

Walker, “aplanarían” la termoclina (Vecchi & Soden 2007), esto podría devenir en un *feedback* positivo el cual amplificaría la señal inicial.

Revisando las tendencias para la TSM, variable que se encuentra relacionada a otras generalmente, como la velocidad de los vientos superficiales y esta a su vez con el transporte de Ekman (i.e. surgencias costeras) Echevin et al. (2012) en su estudio de reducción de escala del modelo IPSL-CM4, encontraron que entre los 8°S y 13°S existen cambios en la dinámica a lo largo de la costa Peruana, en donde la TSM aumenta drásticamente bajo efectos del forzamiento antropogénico. Especialmente, para el escenario 4CO₂. Estos investigadores encontraron que la isoterma de 16°C se profundiza tres veces más que en relación al PI, alcanzando una distancia de 200m en relación a la superficie, especialmente cerca de la costa.

Respecto a las surgencias, tanto en las simulaciones 4CO₂ como PI, las aguas advectadas son suministradas a partir de la misma profundidad, sin embargo en el escenario 4CO₂, la calidad de agua que es transportada hacia la superficie corresponde a aguas cálidas pobres en nutrientes. Para ambos escenarios, la profundidad de la termoclina es ~50m, sin embargo, la estructura vertical de la temperatura (variación con la profundidad) o intensidad de estratificación incrementa al rededor de un 40% en 4CO₂, desde 0.10°C/m en PI hasta 0.14°C/m en 4CO₂.

Se espera que el incremento de la estratificación afecte al sistema de afloramiento reduciendo las dinámicas de Ekman. El aumento en la temperatura como

disminución de salinidad modifican la densidad (disminución) y un aumento de la estratificación entre los 0 a 200m de profundidad siendo el efecto del aumento de la temperatura dominante (Echevin et al. 2012)

IV.2 TENDENCIAS DE PRECIPITACIÓN Y DESPLAZAMIENTO MERIDIONAL DE LA ZCIT

1. PARTE A

1.1. Congruencia en la ZCIT y convectividad en el cinturón ecuatorial actual

Parametrizar procesos atmosféricos es un gran reto para los investigadores por la complejidad de la atmósfera. Esto se observa en el Pacífico donde se destacan estructuras convectivas como la ZCIT y la Zona de Convergencia del Pacífico Sur (ZCPS) localizada diagonalmente en el Pacífico occidental, importante para las precipitaciones del sudeste asiático y norte de Australia.

En la Figura 61 se observan los distintos patrones simulados para el periodo PI por 08 modelos CMIP5 seleccionados para el análisis de la ZCIT especialmente en el Pacífico ecuatorial oriental, para la estación de verano, ya que en ese trimestre se intensifican las lluvias a causa de la estacionalidad y que eventualmente da paso al ENSO, de gran impacto para el Perú a escala nacional.

Lintner et al. (2016) al estudiar el estado del arte de los modelos CMIP5 utilizó el periodo histórico y modelos que simulan sólo condiciones atmosféricas con datos de TSM y de hielo marino prescritos (AMIP), encontraron que los sesgos más

comunes son la pronunciada LFE alcanzando grandes proximidades del Pacífico occidental (verano austral, cuando la ZCPS es más preponderante) y de la formación de la doble ZCIT, una a cada lado del ecuador, con una fuerte convectividad, contraviniendo a la típica caracterización de mayores precipitaciones para la zona del HN.

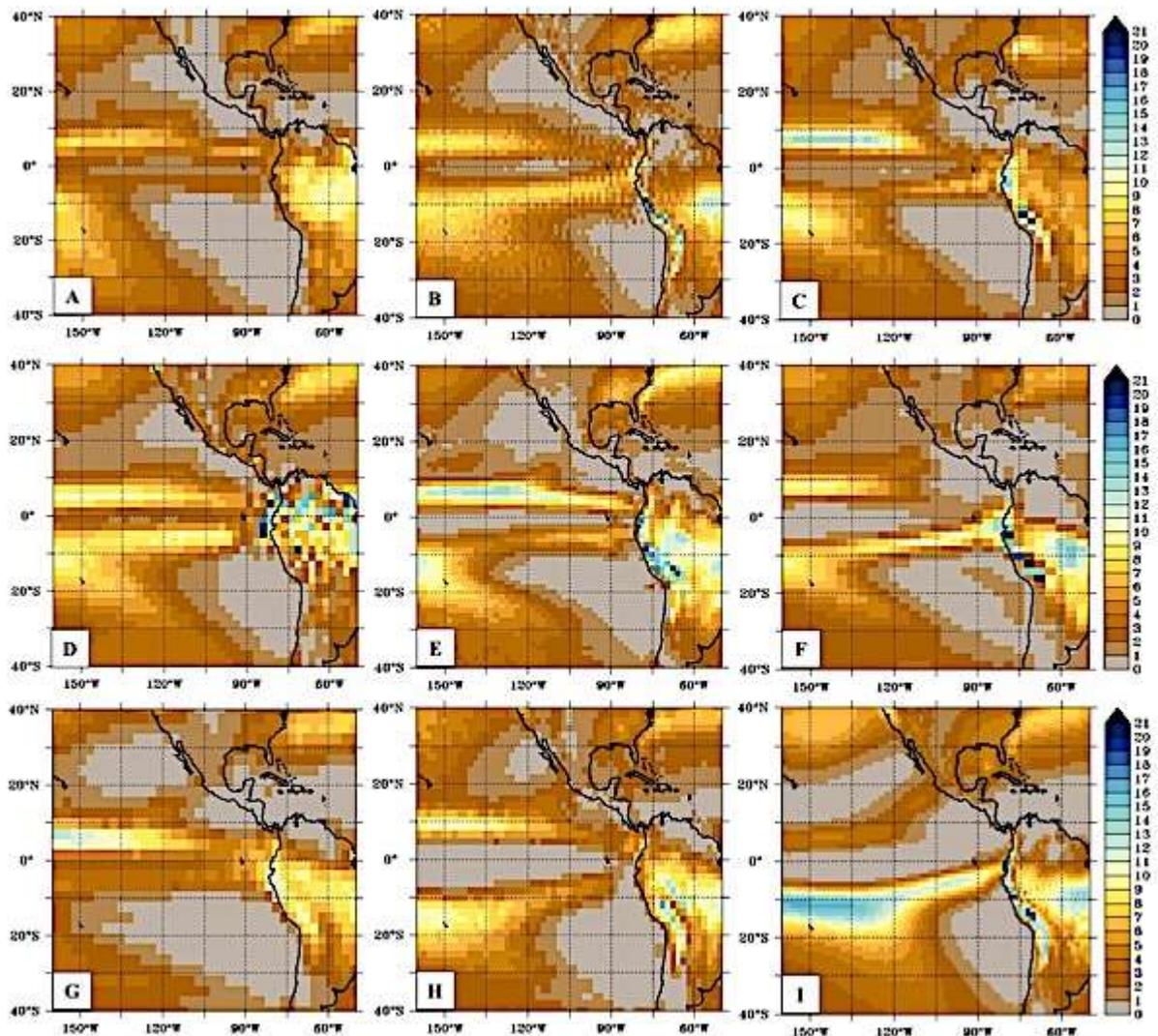


Figura 60. Promedios de verano para la PR A) CMAP, y para el periodo PI de modelos B) CNRM-CM5, C) FGOALS-s2, D) GISS-E2_R, E) HadGEM2-CC, F) IPSL-CM5A-LR, G) MIROC-ESM, H) MPI-ESM-P e I) MRI-CGCM3. La intensidad de colores respresentan una escala de precipitación desde ausencia de precipitaciones a máximas en un rango de 0 a 21 $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$.

Estos investigadores identificaron que los modelos CMIP5 son susceptibles a recrear calentamientos espurios potencialmente responsables del origen de las precipitaciones que se observan y de representar vientos superficiales y corrientes en el océano que favorecen condiciones de mayor convektividad.

Mechoso et al., (1995) indican que posiblemente ciertas interferencias provenientes de la débil formación de nubes de baja altitud (estratocúmulos) en los modelos provocarían desbalances térmicos, en especial dentro del Pacífico oriental, pudiendo ser algunos de los factores que contribuirían a los sesgos mencionados anteriormente.

Lo observado en esta investigación respecto al periodo PI (Figura 61 B - I), son patrones similares a los descritos por Lintner et al. (2016), en donde modelos como CNRM-CM5, GISS-E2-R, MPI-ESM-P simulan la formación de una aparente doble ZCIT (Figura 61 B, D, H). Además, el modelo MRI-CGCM3 (Figura 61 I) mostró excesivos niveles de precipitación casi en toda la cordillera de los andes y en especial en la meseta del Collao, al sur este de los límites peruanos.

En relación a los ciclos estacionales en la región norte, los modelos CNRM-CM5, HadGEM2-CC y MPI-ESM-P mostraron para el verano una relativa consistencia respecto al ciclo estacional (Figura 34 A, D y G) y en contraparte, los modelos como FGOALS-s2, MIROC-ESM, MRI-CGCM3 y en especial el modelo IPSL-CM5A-LR (Figura 34 B, F, G, E) mostraron exceso de precipitación simulando valores mayores de $\sim 16 \text{ mmd}^{-1}$.

Según (Lintner et al., 2016), al analizar promedios de ensambles de modelos CMIP5 (MEM, por sus siglas en inglés), existieron condiciones muy húmedas en el Pacífico oriental del HS, inclusive en la parte más continental, con precipitaciones espurias como parte de la ZCIT (como se observa en la Figura 61 B - I).

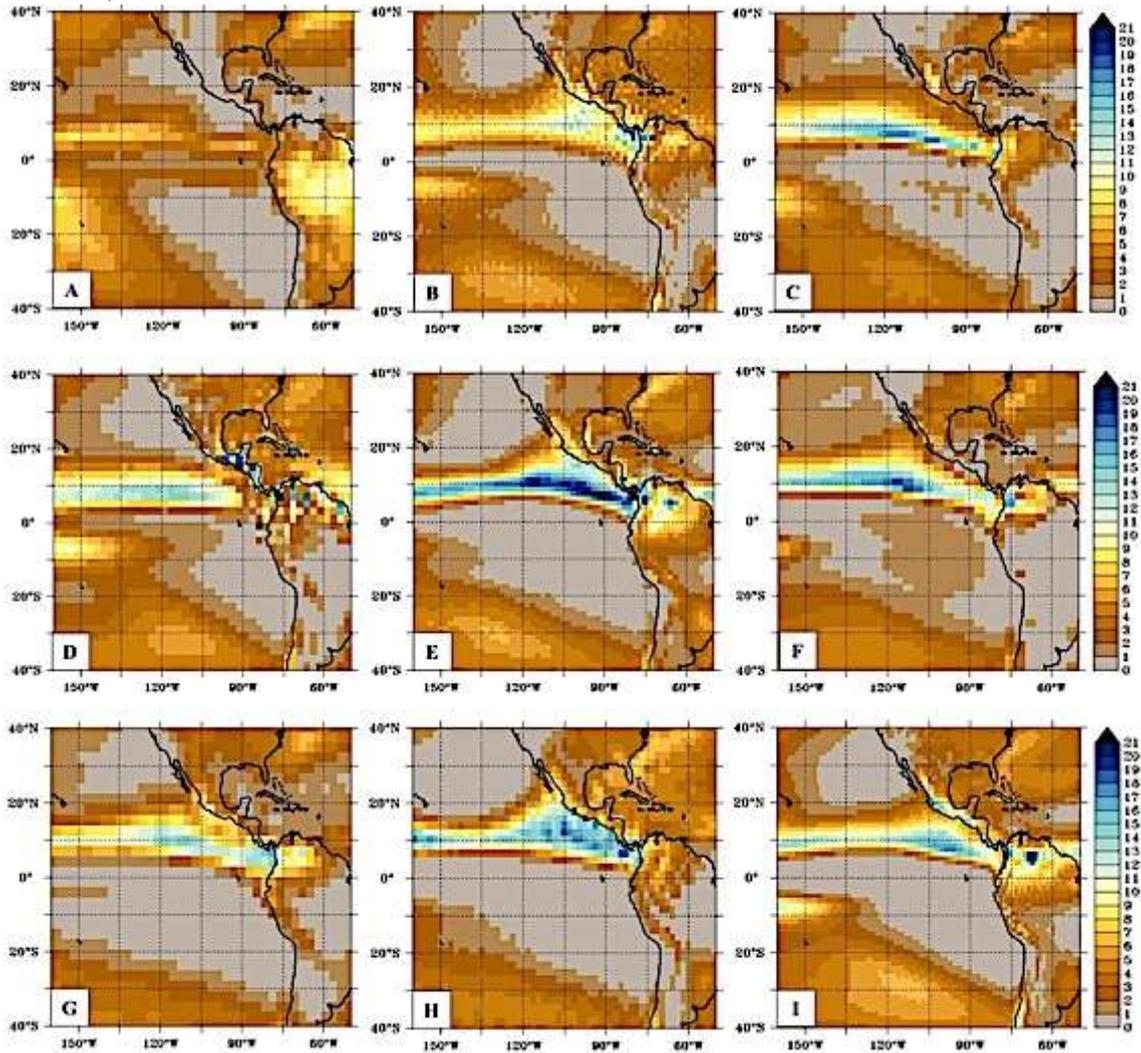


Figura 61. Precipitación de invierno (a) para los datos CMAP, y para los promedios de modelos CMIP5 (b) CNRM-CM5, (c) FGOALS-s2, (d) GISS-E2-R, (e) IPSL-CM5A-LR, (f) HadGEM2-CC, (g) MIROC-ESM, (h) MPI-ESM-P y (i) MRI-CGCM3. El rango de precipitaciones va desde 0 a 21mmd⁻¹(modelos d, f, i más del 21mmd⁻¹).

Para la sub-área centro sur, los modelos (Figura 62 C, E, F) en su mayoría son consistentes al mostrar escasas o casi inexistentes precipitaciones durante la estación de invierno, en coherencia con las observaciones actuales (datos CMAP).

2. PARTE B:

2.1 Patrones de precipitación y desplazamiento de la ZCIT en el HM

La interpretación de los patrones de precipitación del HM está asociada casi siempre a un elemento de la circulación atmosférica general muy importante, la ZCIT.

Hay que notar que aún no existe una cuantificación explícita de precipitación para el HM en la información paleo-climática y paleo-ambiental, sin embargo los cambios experimentados quedaron registrados como (i) deposiciones de material terrígeno (detritus) en cuencas o (ii) en cambios ambientales reflejados en las extensiones arbóreas (identificación taxonómica de polen) dando información sobre la intensidad de las precipitaciones y por extensión, el posicionamiento de la ZCIT.

Sub-área norte:

Anualmente, las simulaciones mostraron menores precipitaciones en la costa peruana, destacándose entre los modelos HadGEM2-CC, IPSL-CM5A-LR y MRI-CGCM3 (Figuras 34 D, E, H), con una variación negativa en un rango de -0.212 mmd^{-1} a $-1,278 \text{ mmd}^{-1}$ en relación con el criterio de evaluación 2 (C2). En el último modelo hubieron condiciones muy marcadas de sequía próxima a la zona del PEO y las mayores precipitaciones asociadas a la ZCIT se localizarían al norte, cerca del domo de Puerto Rico.

El modelo GISS-E2-R mostró condiciones opuestas a la información reconstruida de proxies paleoclimáticos y del C2 (Figura 63). El Pacífico ecuatorial y cerca de

las Galápagos se simularon condiciones muy lluviosas en el HM, alcanzando valores máximos de 5.608 mmd^{-1} , asumiendo la localización de la ZCIT cerca de esta área. Las lluvias persistentes simuladas podrían ser el resultado del efecto de sistemas nubosos de baja altura espurio, como producto del alto flujo de calor latente en esta parte oriental del Pacífico.

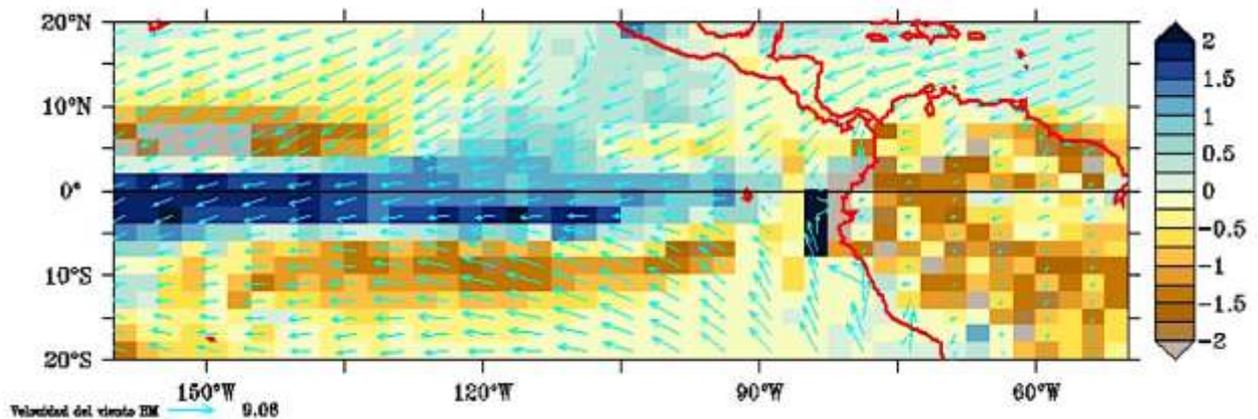


Figura 62. Diferencia de precipitación entre el HM – PI para el modelo GISS-E2-R mostrado en la escala de colores en un rango de -2 a +2 mmd^{-1} . Además los vectores representan el sentido e intensidad de los vientos simulados para el mismo modelo para el HM.

Adicionalmente, esta parametrización del área del Pacífico es compleja puesto que en ella se desarrollan inestabilidades propias del acoplamiento océano-atmósfera, cuyos procesos son complejos respecto a la frecuencia de su desarrollo a distintas escalas temporales (e.g. orbital, milenial, interanual) además del desarrollo de la LFE, producto de las surgencias en las costas occidentales de América del sur.

Estacionalmente, en verano el 100% de modelos simularon condiciones de escasas precipitaciones, siendo el modelo MRI-CGCM3 el que tuvo un decremento pluvial máximo de $\Delta_{\text{HM-PI}} = \sim -3 \text{ mmd}^{-1}$ consistente con el C2. Sin embargo, si observamos las magnitudes simuladas, los valores de este modelo no corresponden precisamente a las precipitaciones más bajas para el HM, siendo los valores de los

modelos MPI-ESM-P y HadGEM2-CC de 3.245 mmd^{-1} y 5.719 mmd^{-1} los valores más inferiores (Figura 34 G y D, ver Anexo 2).

Bajo este enfoque, modelos como FGOALS-s2, MIROC-ESM e IPSL-CM5A-LR a pesar de arrojar diferencias negativas entre el HM y PI muy significativas, los valores simulados para verano serían muy altos, siendo en promedio 12.35 mmd^{-1} , lo cual descartaría a estos modelos como realistas según las condiciones del HM a partir de la información paleoceanográfica (ver Anexo 2).

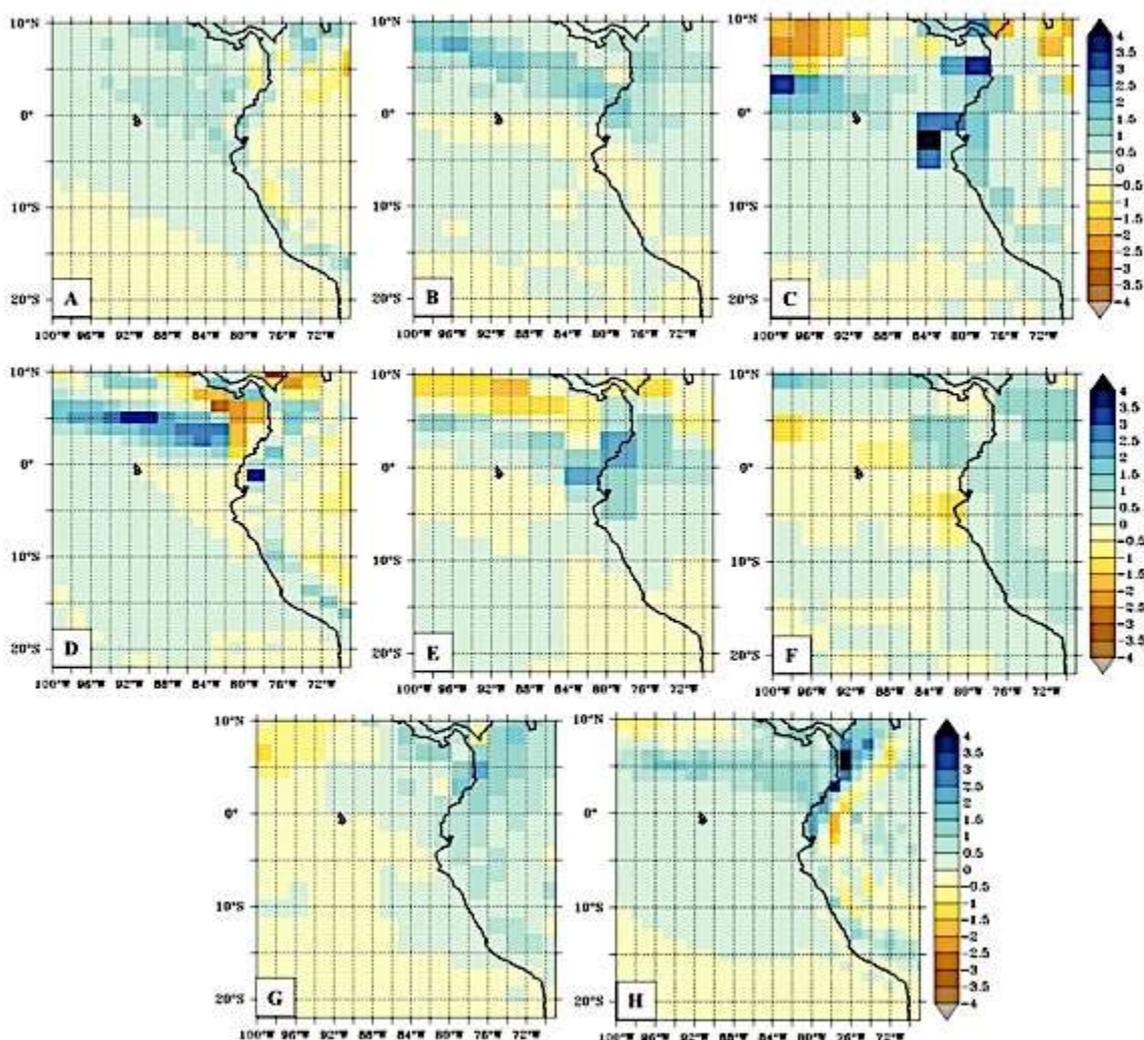


Figura 63. Diferencia de precipitación de invierno HM – PI para los promedios de modelos CMIP5 para la sub-área norte(a) CNRM-CM5, (b) FGOALS-s2, (c) HadGEM2-CC, (d) GISS-E2-R, (e) IPSL-CM5A-LR, (f) MIROC-ESM, (g) MPI-ESM-P y (h) MRI-CGCM3. El rango de precipitaciones va desde -4 a $+4 \text{ mmd}^{-1}$ (modelo “d” más de 4 mmd^{-1}).

Para invierno, sólo FGOALS-s2 y MIROC-ESM mostraron condiciones más secas, aunque la diferencia fue menor a $\sim 1 \text{ mmd}^{-1}$, siendo más plausible lo que el primer modelo simuló, ya que mostró un valor de 1.533 mmd^{-1} para el HM. El ciclo estacional fue igualmente de lluvioso que en algunos modelos en verano e inclusive mostraron un segundo pico de precipitación e.g. CNRM-CM5, GISS-E2-R y MPI-ESM-P (Figuras 35 A, B, G, 64) .

Seilles et al. (2016) al realizar un análisis taxonómico en polen para determinar la expansión de los bosques de manglares durante el HT y HM (entre 11.7 – 7.7 mil años AP), encontraron que las condiciones climáticas en la cuenca del río Guayas (Ecuador) estuvo controlada por la posición de la ZCIT (al norte) determinando la contracción de los bosques de manglares al haber menor humedad y ocasionar menores inundaciones de la zona costera.

Considerando que la ZCIT depende de los flujos de calor entre el acoplamiento océano-atmósfera, y cuya localización está en función del gradiente térmico entre los polos y el ecuador, Koutavas & Lynch-Stieglitz (2004), Koutavas et al., (2002, 2006) y Koutavas & Joanides (2012) hallaron que los registros de TSM para el Holoceno basados en ratios de Mg/Ca en el testigo V21-30 localizado dentro de la LFE, tuvo un amplio intervalo de TSM fría en el HM y HTr al rededor de 9.000 a 5.000 AP como resultado de una localización más al norte de la ZCIT.

De acuerdo a esto, las magnitudes simuladas anualmente para los vientos y su relación con la ZCIT según los datos de modelos CMIP5, nos mostrarían que

probablemente su localización estaría situada más al norte para algunos modelos, sin embargo, la falta de proxies para la evaluación de los vientos para esta región en particular, hace que los resultados de modelos estén sujetos a posteriores verificaciones.

Reimi & Marcantonio (2016) al analizar la paleo-localización de la ZCIT a partir de isótopos de Nd y Pb extraídos de polvo de origen continental en testigos localizados en el Pacífico ecuatorial central, sostuvieron que en el HM la ZCIT alcanzó un máximo desplazamiento hacia el norte entre los 2.5° a 7° con una expansión de la celda de Hadley y una migración hacia el sur de los vientos del oeste. Sin embargo, hay que considerar que la localización de la ZCIT depende también de la extensión del continente, presencia de cadenas montañosas (Andes), presencia de corrientes oceánicas (balances térmicos de calor sensible) y cubierta nubosa (estratos bajos) (Philander et al., 1996).

Siguiendo con el uso de metales trazadores, al analizar el logaritmo de los ratios Ti/Ca en sedimentos asociados a las escorrentías de ríos que descargan en la cuenca del Golfo de Guayaquil, extraídos alrededor de los 3°S, Mollier-Vogel et al. (2013) encontraron que los patrones de precipitación a escalas orbitales se hallan disminuidos para el HM asociados a un desplazamiento hacia el norte de la ZCIT.

Respecto a las relaciones entre el transporte de calor atmosférico transversal ecuatorial (AHTeq) y gradiente de TSM transversal ecuatorial con el centroide tropical de precipitación (Pcent – que sirve para la localización de la ZCIT entre los

20°N y 20°S) McGee et al. (2014) estudiaron los cambios de la ZCIT y precipitación en el HM. De acuerdo a estas relaciones y al comparar los registros paleoclimáticos existentes, los cambios en el desplazamiento de la ZCIT y precipitación serían heterogéneos.

Para el HM estimaron que existió un cambio en el gradiente de TSM tropical de $+0,12 \pm 0,18K$, lo que sugiere un desplazamiento hacia el norte de la ZCIT con un movimiento aproximado de $0,25^\circ \pm 0,38^\circ$ y un cambio en el AHTeq de $-0,09 \pm 0,38^\circ PW$, confirmando de esta manera condiciones más frías para el HS con cambios en patrones de lluvia a escala regional, como lo demuestran los proxies existentes.

Shin et al. (2006) al investigar las causas de las severas sequías en norte América, utilizaron modelos de alta y menor complejidad para examinar los factores desencadenantes de las condiciones de aridez en el HM para la región en estudio, determinando que el traslado de la ZCIT en el Atlántico tropical norte durante el HM fue un factor fundamental para que se desarrollaron sequías severas en Norteamérica, hecho que es simulado por el modelo NCAR CCM3.10 acoplado a un modelo de capa de mezcla (MLM), en el cual se prescribe condiciones en la TSM frías tipo La Niña en el Pacífico tropical, lo que ocasiona un forzamiento de trenes de ondas planetarias Rossby en los niveles altos de la tropósfera sobre la región del Pacífico de América del norte y una posición mas al norte de la ZCIT.

Sub-área centro-sur:

Anualmente, sólo los modelos IPSL-CM5A-LR y MRI-CGCM3 (Figura 36 E, H) mostraron una disminución de $\sim -0.2 \text{ mmd}^{-1}$ en las precipitaciones, observándose además en estos modelos condiciones más secas en áreas continentales del sur-este peruano (e.g. cuenca del Lago Titicaca). Estas simulaciones por los modelos estarían reflejando la dinámica de precipitación para el HM acorde a la información paleo-climatológica y en concordancia con el C2 establecido en esta investigación.

El modelo IPSL-CM5A-LR es el que simula en magnitud condiciones más secas respecto a los demás modelos (promedio para el HM= $2,104 \text{ mmd}^{-1}$ y PI= $2,272 \text{ mmd}^{-1}$) y por extensión a todas las simulaciones incluyendo la sub-área norte, relacionándose con las TSM's que presentan un relativo enfriamiento en el mismo grupo de modelos (e.g. IPSL-CM5A-LR, MRI-CGCM3). Mientras que el restante 75% de modelos CMIP5 analizados muestran condiciones anuales de humedad ($\Delta_{\text{HM-PI}} = \sim 0.1 \text{ mmd}^{-1}$) con variaciones positivas leves (Figura 34 B, G).

Dentro del conjunto de modelos CMIP5 que recrearon condiciones más húmedas para el HM anualmente, los modelos CNRM-CM5 y MIROC-ESM pudieron dar niveles de precipitaciones que no estuvieron en concordancia con la información paleoceanográfica y el C2, simulando magnitudes anuales muy elevadas de 4.137 mmd^{-1} y 4.065 mmd^{-1} respectivamente.

En verano, los modelos dieron resultados heterogéneos para la sub-área centro-sur, como ejemplo el modelo GISS-E2-R que simula precipitaciones muy escasas

($\Delta_{HM - PI} = \sim 0.113 \text{ mmd}^{-1}$), mostrando poca diferencia significativa entre el HM y PI. No obstante, hay que observar los valores que los modelos simulan, los cuales pueden ser elevados, como en el modelo CNRM-CM5 y MIROC-ESM, cuyas simulaciones para el HM = 5.95 mmd^{-1} y PI = 6.501 mmd^{-1} y HM 7.514 mmd^{-1} y PI = 7.393 mmd^{-1} , respectivamente, no guardan relación con el gradiente latitudinal.

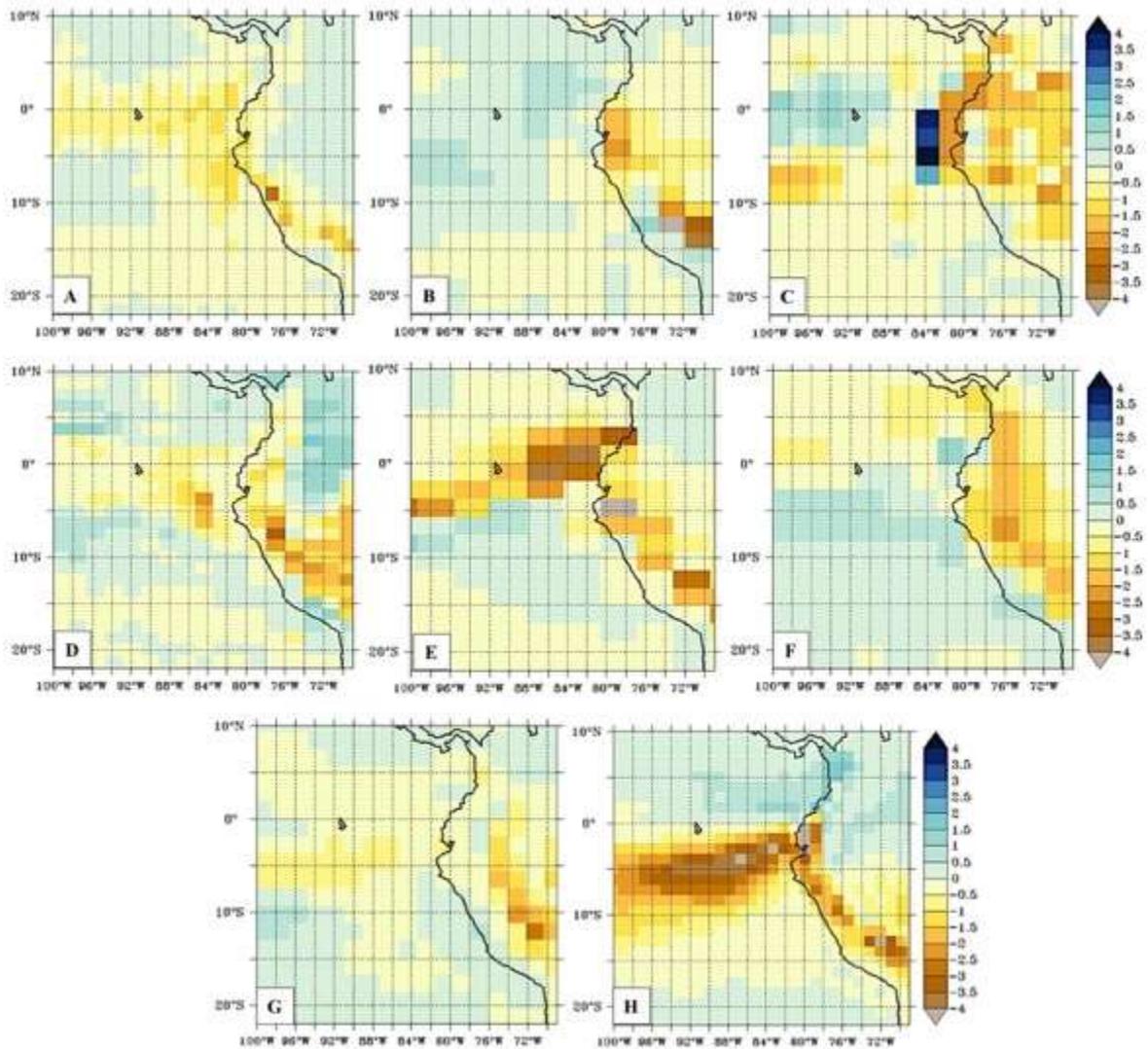


Figura 64. Diferencia de precipitación de verano HM – PI para los promedios de modelos CMIP5 en la sub-área centro sur (a) CNRM-CM5, (b) FGOALS-s2, (c) HadGEM2-CC, (d) GISS-E2-R, (e) IPSL-CM5A-LR, (f) MIROC-ESM, (g) MPI-ESM-P y (h) MRI-CGCM3. El rango de precipitaciones va desde -4 a $+4 \text{ mmd}^{-1}$ (modelo “d” más de 4 mmd^{-1}).

Respecto al invierno, las simulaciones con la excepción del modelo FGOALS-s2, recrean precipitaciones si bien en menor magnitud que la sub-área norte para la misma estación, pero mayores que en comparación con el PI, siendo el ciclo estacional mal representado (Figura 65).

Rein et al. (2005) al realizar análisis en los granos de sedimentos provenientes de escorrentías en el centro-sur de la plataforma continental peruana, hallaron valores mínimos durante el HM (8.000 – 5.600 AP), demostrando que para este periodo de tiempo, las condiciones que primaron fueron de menores precipitaciones para la costa sur peruana.

La investigación de Keefer et al. (2003) al estudiar la cantidad de depósitos de origen terrígeno sobre todas las quebradas en la región Moquegua (Ilo), encontraron escasa cantidad de material terrígeno para el periodo comprendido entre 8.400 y 5.300 AP (HM), lo que significó escases de lluvia. Esta información corrobora la menor cantidad de precipitaciones pluviales en el HM en relación a las simulaciones CMIP5 sirviendo como base para la definición del C2.

El análisis de zonas continentales como el sureste o noreste del Brasil o la cuenca endorreica del lago Titicaca son áreas que si bien no están localizadas dentro de las sub-áreas de estudio, proporcionan importante información sobre el desarrollo del estado atmosférico en términos de humedad y dinámicas del monzón Sudamericano que contribuyen en la reconstrucción climática del HM.

En ese sentido, Mayle et al. (2000) mostraron que la expansión actual de la Amazonía es la mayor alcanzada desde los últimos 50.000 años, iniciando dicha expansión hace ~3.000 años como resultado del desplazamiento meridional progresivo de la ZCIT, hasta alcanzar su posición actual. Sus análisis en carbón evidenciaron que durante el HM e inicios del HTr (~7.000 - ~3.000 AP) existió un incremento de los incendios forestales tanto en la Amazonía del este brasileño y especialmente en la zona central.

También concluyeron en sus análisis taxonómico de polen que existió una expansión de la sabana amazónica-boliviana entre los 9.000 y 3.000 AP. Estas investigaciones se relacionarían con la ausencia de precipitaciones descritas por Fontugne et al. (1999)

3. PARTE C:

3.1. Desarrollo de las precipitaciones y localización de la ZCIT en proyecciones futuras.

Aunque es posible realizar modelaciones regionales (“downscaling”) y tener salidas con mayor resolución para proyecciones futuras, las incertidumbres sobre el desarrollo de las precipitaciones permanecen debido a las imperfecciones de las representaciones físicas en los modelos (Pfahl et al., 2017) por ende, los resultados de MCCG mantienen aún estas incertidumbres, sin embargo, se busca analizar las salidas para observar el estado del arte de modelos CMIP5.

Sub-área norte:

Anualmente en las proyecciones se observan aumentos de la precipitación cautelosos respecto al PI en todos los modelos. Sin embargo, las magnitudes simuladas entre los modelos es muy variable. Por ejemplo, MPI-ESM-P y CNRM-CM5, simulan valores aproximados de 4.6 mmd^{-1} mientras que IPSL-CM5A-LR casi triplica este último promedio, alcanzando valores máximo simulados de 13.85 mmd^{-1} , y en vía similar el modelo MRI-CGCM3.

En relación a las diferencias $4\text{CO}_2 - \text{PI}$, el panorama va casi de la mano, en donde modelos como el IPSL-CM5A-LR y el modelo MRI-CGCM3 muestran una variación de $\Delta_{4\text{CO}_2 - \text{PI}} = \sim 2.6 \text{ mmd}^{-1}$. Esto muestra que son los modelos que proyectan grandes precipitaciones para el norte peruano, trayendo posiblemente muchos problemas respecto a las condiciones hidrográficas y de las cuencas de los valles, que hoy por hoy, no poseen un adecuado sistema de administración de exceso de descargas pluviales para el drenaje o almacenamiento, como se observa durante el desarrollo de eventos El Niño, como el sucedido este año 2017.

En tanto que el modelo MPI-ESM-P ($\Delta_{4\text{CO}_2 - \text{PI}} = \sim 1.942 \text{ mmd}^{-1}$) muestra una de las diferencias más bajas junto con el modelo CNRM-CM5 ($\Delta_{4\text{CO}_2 - \text{PI}} = \sim 1.576 \text{ mmd}^{-1}$). En general, a escala anual, se aprecian mayores precipitaciones según las proyecciones CMIP5 como se había mencionado anteriormente, y esto podría asociarse con las proyecciones de TSM que los modelos CMIP5 han realizado y que anteriormente se han discutido, en donde también se observaron condiciones muy fuertes de calentamiento en el océano Pacífico frente a Perú (Figura 66).

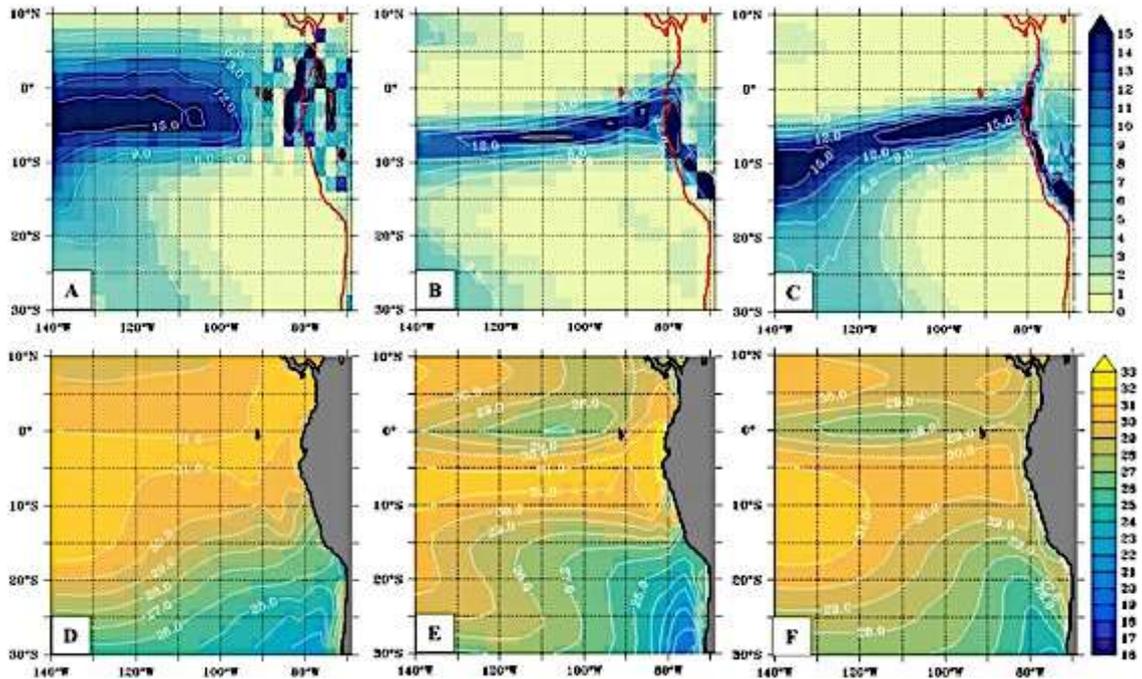


Figura 65. Paneles A, B y C muestran diferencias de PR para $4\text{CO}_2 - \text{PI}$ de verano y los paneles D, E y F muestran las diferencias de TSM para 4CO_2 de verano - PI para los modelos CMIP5: GISS-E2-R, IPSL-CM5A-LR, MRI-CGCM3, respectivamente.

Estacionalmente, para verano la tendencia es similar, reforzada por el periodo del año, e.g. los modelos IPSL-CM5A-LR ($\Delta_{4\text{CO}_2 - \text{PI}} = \sim 3.76 \text{ mmd}^{-1}$) y MRI-CGCM3 ($\Delta_{4\text{CO}_2 - \text{PI}} = \sim 6.19 \text{ mmd}^{-1}$). En invierno sólo los dos modelos MPI-ESM-P ($\Delta_{4\text{CO}_2 - \text{PI}} = -0.24 \text{ mmd}^{-1}$) y MRI-CGCM3 ($\Delta_{4\text{CO}_2 - \text{PI}} = -0.268 \text{ mmd}^{-1}$) mostraron variaciones negativas respecto al PI, lo cual es una reminiscencia de lo simulado por el HM y a la vez es una contradicción al patrón de simulaciones de los modelos para las proyecciones futuras; encontrándose una analogía climática.

No existe un axioma en la climatología que afirme que lo ocurrido en el pasado tenga que suceder en el futuro, pero al menos, lo que estos modelos nos muestran es que los mecanismos climáticos que tratan de parametrizar pueden ser los más realistas, en especial con el modelo MPI-ESM-P. Sin embargo, hay que considerar

la imagen completa del comportamiento de las variables, tanto evaluadas con la información paleoceanográficas como para las proyecciones futuras.

Estudios sobre los cambios extremos excedentes de precipitación hechos para el modelo MIROC (CMIP3) y otros modelos del IPCC realizados por Sugiyama et al. (2010), mostraron que efectivamente existe una sobre-estimación de la precipitación (aún siendo uno de los modelos con la resolución más alta). Estos investigadores demuestran que una diferencia significativa en los cambios de precipitación extrema entre los modelos es primariamente atribuible a las amplitudes y variaciones en los movimientos ascendentes (del vapor de agua, humedad), con especial énfasis en grandes cambios de este parámetro para los trópicos, en contraste con cambios leves o bajos para los extra-trópicos (Figura 67).

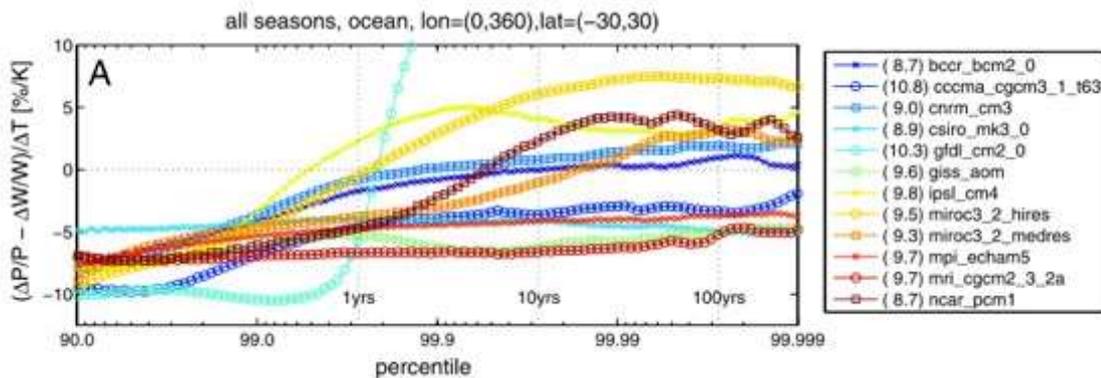


Figura 66. Cambios fraccionarios en la precipitación por unidad de calentamiento del área objetivo sobre los océanos tropicales (30°S – 30°S) del modelo MIROC de alta resolución y otros modelos CMIP3. Las líneas punteadas verticales representan los valores de la función de acumulación de distribución para períodos de retorno de 1, 10 y 100 años. Tomado de Sugiyama et al., 2010.

Según estudios para develar el comportamiento futuro de los patrones de la intensidad de las precipitaciones en simulaciones de MCGG bajo un escenario de aumento de GEI's (CO₂), (Meehl et al., 2005) analizaron 09 modelos para determinar el patrón de comportamiento de las lluvias relacionadas a su intensidad.

Se destacan grandes intensidades de precipitación en los trópicos, así como en el norte de Europa, norte de Asia, costa este de Asia, noreste y noroeste de norte América, suroeste de Australia y partes de sur-centro de Sudamérica.

Estos investigadores al analizar los patrones generales encontraron que en especial en áreas continentales de altas latitudes y en especial las zonas oceánicas como el Pacífico tropical se observaría incrementos de la TSM, comparadas con otras áreas del océano general, lo que acarrearía un aumento de la evaporación, así como un incremento del calentamiento de la atmósfera circundante, dando paso a que el aire pueda contener mayor humedad, que combinado darían una retroalimentación positiva para poder obtener más vapor de agua en la atmósfera. Este mecanismo pareciera ser más efectivo en los trópicos en donde los incrementos absolutos más grandes se dan en las áreas descritas y esto contribuiría directamente en la intensificación de las precipitaciones globales (Meehl et al., 2005).

Las simulaciones intensificadas de precipitaciones extremas pueden ser atribuidas parcialmente al aumento del vapor de agua, el cual debería incrementarse a causa del aumento del calor producto del calentamiento global, lo cual aproximadamente sigue el patrón de la ecuación de Clausius-Clapeyron (Pfahl et al., 2017) además de la adición de otros procesos termodinámicos y dinámicos los cuales influenciarían también en la magnitud e.g. cambios en las velocidades verticales de viento, cambios de las anomalías de TSM, entre otros (Sugiyama et al., 2010)

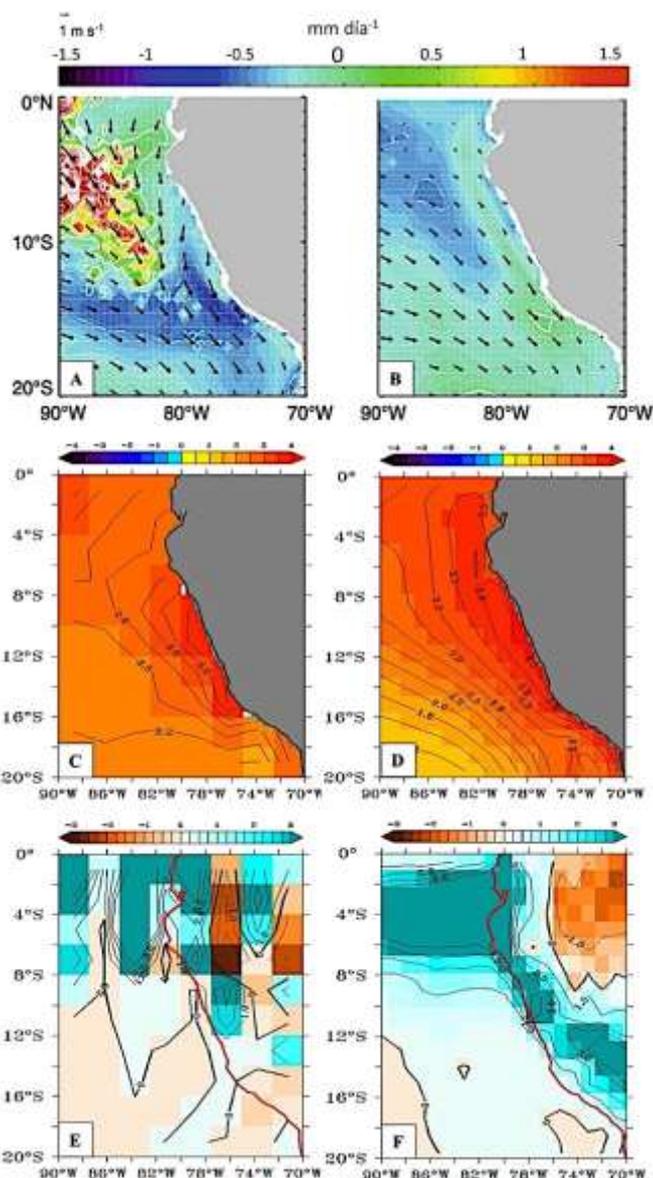


Figura 67 Los paneles (a) y (b) corresponden a los promedios de verano e invierno respectivamente, en donde los vectores representan las anomalías de viento y la escala de colores las anomalías para precipitación en un escenario de $4CO_2$ respecto a PI, para el modelo LMDz-ESP05, modificado de Belmadani et al., 2014. Los siguientes paneles corresponden a las diferencias de TSM (C, D) y Precipitación) (E, F) de los modelos CMIP5 GISS-E2-R y MRI-CGCM3 respectivamente, permitiendo observar los distintos grados de aumento de PR y TSM muy relacionados, especialmente en las zonas costeras y ecuatoriales del Pacífico oriental.

En los resultados para un escenario de $4CO_2$, los modelos analizados mostraron un incremento de precipitación frente al norte de Perú en donde el calentamiento superficial es más fuerte, asociado con un debilitamiento de los vientos del sur-este (es decir, anomalías del nor-este). Esta tendencia se ve con mayor intensidad durante el verano, dado que la TSM se incrementa por efecto de la estación, y la

ZCIT alcanza su máxima posición meridional para el Pacífico tropical oriental sur (Figura 69). El incremento de la precipitación simulada correspondería al transporte y contenido de humedad en la atmósfera (Held & Soden, 2006) o por la reducción en la estabilidad estática asociada con el fuerte calentamiento de la superficie en un escenario 4CO₂ (Belmadani et al., 2014)

Sub-área centro-sur:

Los valores proyectados anualmente en el 100% de los casos muestran condiciones lluviosas para el sur, siendo el modelo CNRM-CM5 el que mostró tanto en magnitud y en variación los mayores valores. El resto de modelos simula condiciones más húmedas pero de manera más moderada como el modelo MPI-ESM-P ($\Delta_{4\text{CO}_2 - \text{PI}} = \sim 3.54 \text{ mmd}^{-1}$), con la variación más baja del total de modelos CMIP5 elegidos.

Existe aún mucha incertidumbre tanto a las frecuencias y sobre todo a la intensidad con que las precipitaciones se presentarán en el futuro, sin embargo, lo que muestran en general estos modelos, son aumentos en lluvias, los cuales eventualmente estarían más relacionados con el desarrollo de eventos ENSO. Hay que considerar también el comportamiento del transporte de vapor de agua y los vientos de la circulación de Hadley, ya que su expansión o debilitamiento aún permanece en continuo estudio, y cuyos cambios en sus componentes dinámicos traerían grandes consecuencias para la sociedad en general, sobre todo por la causa y desarrollo de sequías (en proyecciones de invierno), como muestra el modelo

MRI-CGCM3, que para ambas sub-áreas de estudio muestra tales condiciones, en un promedio de $\sim -2 \text{ mmd}^{-1}$.

Estacionalmente, en verano los valores proyectados parecen ser muy extremos, como es el caso del modelo CNRM-CM5, alcanzando un valor proyectado de 10.7 mmd^{-1} y una variación de 4.199 mmd^{-1} la más alta de entre todos los modelos. Para el invierno, al igual que para la sub-área norte, existen dos modelos que muestran menores precipitaciones para las proyecciones: CNRM-CM5 y MRI-CGCM3, cuya diferencia aproximadamente es de $\Delta_{4\text{CO}_2 - \text{PI}} = \sim -0.15 \text{ mmd}^{-1}$. Estos resultados podrían relacionarse como se mencionó anteriormente a los cambios de componente meridionales de vientos y en las velocidades verticales en el ascenso y transporte de vapor de agua. Hasta la fecha, aún queda mucho por deliberar y controversias sobre las incertidumbres, tanto para las regiones fuertemente tropicales como las sub-tropicales.

Estudios recientes en proyecciones de 33 modelos CMIP5 sobre cambios robustos en la circulación de Hadley e incrementos de sequías a escalas globales debido al calentamiento global teniendo como catalizador al aumento del CO_2 atmosférico, muestran que dicha celda meridional a gran escala de vientos muestran reforzamientos de los vientos, traducidos en un reducción o “apretón” de los trópicos profundos (Deep-Tropics Squeeze, DTS, por sus siglas en inglés), lo que significaría en una profundización y estrechamiento de zonas convectivas, reforzamiento del ascenso, incremento de nubes de estratos altos, supresión de

nubes a bajas altitudes y un aumento del nivel máximo del flujo meridional de masa en la tropósfera superior en los trópicos profundos (Lau & Kim 2015).

Estos hechos podrían estar refrendados por los primeros estudios a través de un balance global, en el cual se observa un debilitamiento de la circulación tropical de acuerdo a los resultados de modelos, es decir por la celda de Walker (Vecchi et al., 2006), sin embargo no para la circulación de Hadley, posiblemente por causas de la variabilidad interna de este último componente (Vecchi & Soden, 2007).

En tal sentido, el reforzamiento y a la vez, debilitamiento que Lau & Kim (2015) hallaron sobre la circulación de Hadley, responde al incremento del efecto radiativo del aumento a un 1% anual de CO₂. El reforzamiento está asociado con el DTS, manifestadas en las regiones próximas a zonas ecuatoriales en la forma de angostas y profundas zonas de convergencia, un reforzamiento de nubes ascendentes, incremento de nubes en la alta atmósfera, suprimiendo nubes de bajo nivel; además de un incremento de flujo meridional de masa ($13.2 \pm 1.34\% \text{ K}^{-1}$) en la tropósfera superior (200-150 hPa), lejos de los trópicos profundos. El DTS está acoplado a un cambio en dirección superior de la región de máximo flujo saliente de la circulación de Hadley, un ampliación de la zona de subsidencia subtropical y un retorno debilitado de re-flujo de circulación de Hadley en la tropósfera baja.

Estos hecho podrían estar relacionados con lo que algunos modelos CMIP5 analizados para las proyecciones futuras bajo un escenario cuádruplicado de CO₂ (e.g. en la sub-área norte: MPI-ESM-P y MRI-CGCM3; y en la sub área centro-sur:

CNRM-CM5 y MRI-CGCM3, ambas sub áreas para la estación del invierno) mostraron reducciones en las precipitaciones, lo cual posiblemente se relacione con el hecho de que la circulación de Hadley es más prominente o intensificada durante esta estación, y se relacionarían probablemente con las afirmaciones que los autores mencionados anteriormente destacan.

IV.3. VARIABILIDAD LATITUDINAL DE LA PRODUCTIVIDAD INTEGRADA

1. PARTE A

1.1. Relación entre productividad primaria obtenida satelitalmente y simulaciones PI

Una comparación preliminar sobre las simulaciones PI y los datos satelitales (MODIS) mostraron que tanto las magnitudes como las tendencias en el ciclo anual son disímiles entre sí, en especial para la *sub-área norte* (Figura 69 A). En general, las simulaciones PI del CMIP5 sub-estiman la INTPP satelital en un 100% de los modelos en ~1.5 ordenes de magnitud.

El ciclo anual que relativamente se representa mejor para la sub-área norte corresponde a los modelos HadGEM2-CC y –ES, hecho debido a que este modelo incluye modificaciones de la versión anterior HadCM3LC, el cual completa el ciclo del carbono en la parte biológica del océano además de la representación de las emisiones de dimetil-sulfuro (DMS) provenientes del fitoplancton.

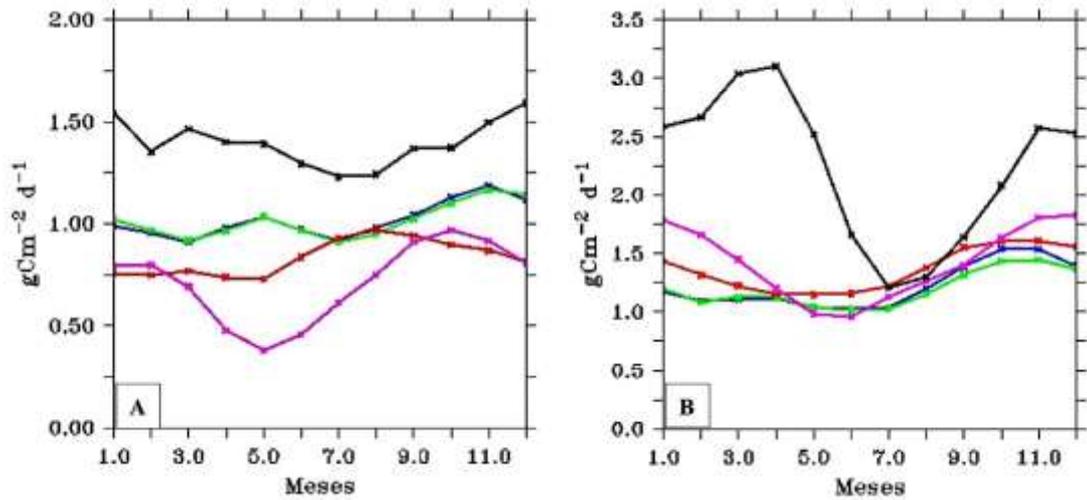


Figura 68. Ciclos estacionales para los modelos HadGEM2-CC (línea azul), HadGEM2-ES (línea verde), IPSL-CM5A-LR (línea roja), MIROC-ESM (línea magenta) y observaciones actuales satelitales – MODIS (línea negra) (A) sub-área norte y (B) sub-área centro-sur.

Para la sub-área centro-sur (Figura 69 B), no se observó una clara capacidad de los modelos en reproducir los cambios estacionales. Análogo al caso anterior, las magnitudes de INTPP son subestimadas y los modelos IPSL-CM5A-LR y MIROC-ESM respecto al ciclo anual, muestran ligeramente un aumento de la productividad (con mayor énfasis para el último modelo seleccionado) para finales de primavera, sin embargo, el principal pico de INTPP no es simulado en el 100% de modelos para fines de verano.

Los modelos no representan propiamente los ciclos anuales de la INTPP (Figura 69), donde el efecto de la estacionalidad es poco aparente en el desarrollo de las floraciones algales, al menos, en las sub-áreas evaluadas. Como se explicó anteriormente, podría ser resultado de la incertidumbre de parametrizar los procesos físico-químico-biológicos, además de la baja resolución de los MCCG, para una región de alta variabilidad como son los EBUE's, en donde procesos de distintas

escalas temporales podrían enmascarar las verdaderas tendencias. Las masas de agua acarreadas jugarían un factor importante para la formación de INTPP así como otros factores que continúan en la penumbra para ser estudiados por futuros trabajos.

2. PARTE B

2.1. Variación en la productividad integrada en la plataforma peruana durante el HM

Sub-área norte

Las simulaciones en un 75% mostraron tendencias positivas anualmente (Figura 40 A, B, D), es decir, aumento de la INTPP durante el HM, como es el caso del modelo HadGEM2-ES, mostrando un incremento de 5.72% en relación al PI. En tanto el modelo IPSL-CM5A-LR mostró un decremento respecto al periodo PI del ~3%, denotando una leve disminución $\Delta_{HM - PI} = -0.0234 \text{ gCm}^{-2}\text{d}^{-1}$ estando en concordancia con el criterio 4 (C4) de evaluación. Sólo existieron cuatro modelos CMIP5 disponibles para el análisis de esta variable limitando el análisis.

Las variaciones que se simulan en el verano, tienen una tendencia semejante a la anual para modelos como HadGEM2-ES o MIROC-ESM, siendo nuevamente el modelo IPSL-CM5A-LR el único en mostrar una disminución de la INTPP en aproximadamente ~1%, con valores muy bajos ($\Delta_{HM - PI} = -0.0053 \text{ gCm}^{-2}\text{d}^{-1}$), poco significativa sin una estacionalidad clara.

En invierno se observaron incrementos en las simulaciones alcanzando ~11% ($\Delta_{HM} - PI = 0.1158 \text{ gCm}^{-2}\text{d}^{-1}$) respecto al PI, por el modelo HadGEM2-CC (Figura 70 A). IPSL-CM5A-LR fue el único en mostrar una disminución (Figura 70 C). Este mismo modelo simuló para invierno-primavera un leve aumento en la productividad en el ciclo anual.

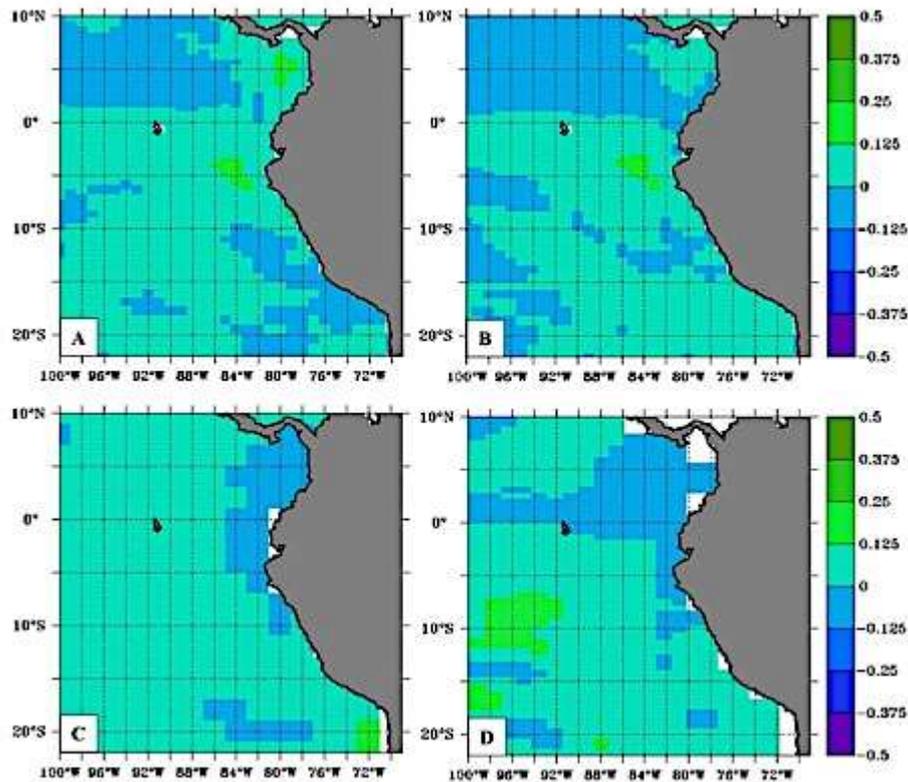


Figura 69. Diferencia del HM – PI de promedios de invierno para INTPP en la sub-área norte para los modelos CMIP5 (a) HadGEM2-CC, (b) HadGEM2-ES, (c) IPSL-CM5A-LR y (d) MIROC-ESM.

El estudio de Mollier-Vogel (2012) hallaron que los sedimentos del norte (3.5°S), en los últimos 18.000 años, tuvieron una baja tasa de sedimentación y bajos valores de $\delta^{15}\text{N}$. Estas magnitudes variaron desde los 4-6‰, rango típico de valores promedio de nitrato en el océano. Los valores del HM (4-6‰) fueron los más bajos encontrados para todo el Holoceno. La situación del norte es muy diferente a la del sur, en la cual los proxies de Carbono Total, Nitrógeno Total, y Br/Ti mostraron un

aumento gradual de la productividad hacia el HM, con valores enriquecidos de $\delta^{15}\text{N}$. Cabe mencionar que las interpretaciones del incremento hacia una alta productividad podrían estar sesgadas por el efecto de la dilución de los restos silicoclásticos que conforman una parte importante de los sedimentos.

De acuerdo a la investigación de Doering et al. (2016) para el norte peruano, prácticamente no existieron laminaciones ni variaciones en la tasas de sedimentación desde el periodo LGM. Esto se debería a la baja productividad por la deficiencia y/o agotamiento de nutrientes de masas de aguas derivadas de la EUC, que formarían posteriormente un porcentaje de la PCUC. Es preciso tener en cuenta que la velocidad de esta corriente sub-superficial haya erosionado la baja deposición per se del resto de material orgánico, mellando la señal original.

Las señales de $\delta^{30}\text{Si}$ entre dos grupos de diatomeas analizadas por Doering et al. (2016) estuvieron enmascarados, i.e. no se observaron claras diferencias para el norte, debido a la baja concentración de silicio biogénico (<5% peso húmedo) haciéndose difícil la comparación entre el HT e inicio del HM. Estas señales isotópicas encontradas fueron muy similares a las acarreadas por la PCUC actualmente (Ehlert et al., 2013).

Según los autores, este enmascaramiento se debería a una menor abundancia de diatomeas pequeñas, frente a una mayor cantidad de diatomeas del género *Coscinodiscus*. Esto sugeriría que desde el periodo HS1 hasta el HM, pudo haber

existido una condición de limitación de Si y por ende, una completa utilización del Si(OH)_4 dando como resultado las bajas tasas de sedimentación y productividad.

La escases de registros paleoclimáticos para esta sub-área causa incertidumbre sobre los niveles de la productividad primaria, sin embargo, un estudio actual sobre circulación cercana a la costa (Corriente Costera Ecuatoriana-Peruana, EPCC) en el norte del sistema de corrientes de Humboldt realizado por Chaigneau et al., (2013) podrían dar más alcances sobre sus implicancias en la circulación y transporte de masas de agua en el HM.

La EPCC, contra-corriente superficial que actualmente ha sido observada, pudo haber inyectado dentro del núcleo de la PCUC proporciones de masas de agua en el HM, con moderada salinidad y bajos nutrientes, típicos de Aguas Superficiales Ecuatoriales (ESW) encontradas al norte de $\sim 4\text{S}$ a $\sim 5\text{S}$ cerca de la capa superficial (0-50m). Esto explicaría el hecho de que no exista una señal predominante de fitoplancton en la investigación de Doering et al. (2016) y se refleje en bajas tasas de sedimentación.

La íntima dependencia de la variable INTPP a las condiciones físicas del océano (e.g. fluctuaciones de la TSM y densidad, transporte de momentum por acción del viento superficial) sujetas a la alta variabilidad de esta región del Pacífico oriental, serían las causas por la que aún las simulaciones no muestran valores más confiables.

Debido a que los vientos son el principal dirigente de las surgencias costeras y por ende de la advección de nutrientes de aguas sub-superficiales (Gutiérrez et al., 2011), sería de gran utilidad evaluar separadamente la manera en que los modelos simulan el desarrollo en intensidad y orientación de los vientos. Sin embargo, la carencia de información paleoclimática base para una evaluación cruzada hace que la examinación de esta variable física quede pendiente para trabajos futuros.

Sub-área centro-sur

Anualmente, las simulaciones mostraron relativamente mayores niveles de INTPP respecto a la sub-área norte, manteniendo la tendencia latitudinal (Figura 23, 25, 34), sin embargo el modelo MIROC-ESM es el que simuló condiciones de disminución de INTPP, cuyo valor corresponde a $\Delta_{HM-PI} = -0.008 \text{ gCm}^{-2}\text{d}^{-1}$.

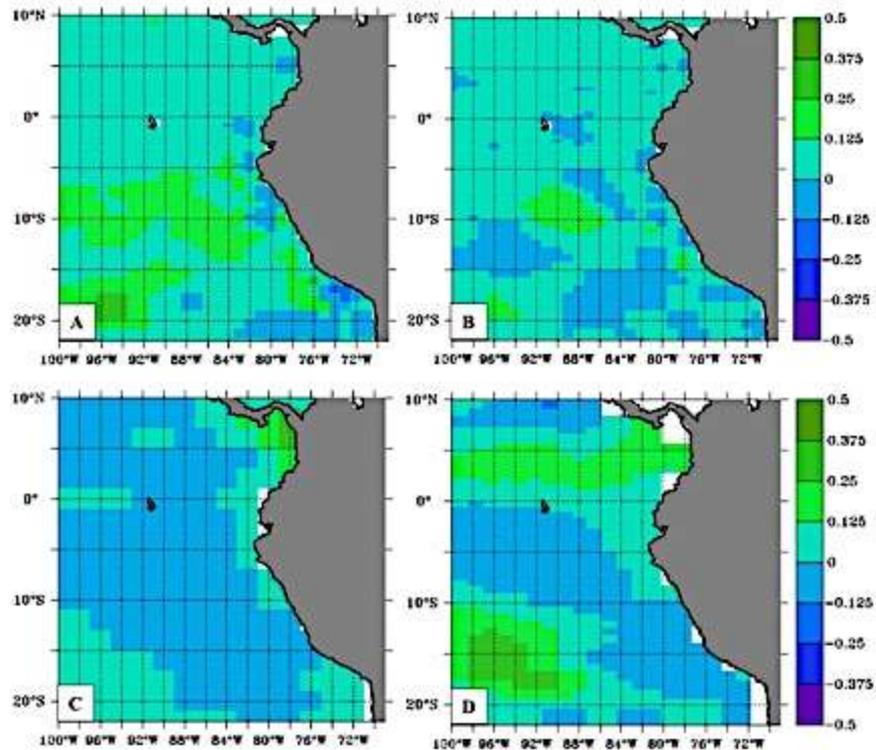


Figura 70. Diferencia del HM – PI de promedios de verano para INTPP en la sub-área centro-sur para los modelos CMIP5 (a) HadGEM2-CC, (b) HadGEM2-ES, (c) IPSL-CM5A-LR y (d) MIROC-ESM.

En el ciclo estacional, durante verano como invierno, existieron muchas disimilitudes en las tendencias, dado que algunos modelos simulan condiciones menores de INTPP para verano, pero con patrones opuestos en invierno, tal es el caso del modelo HadGEM2-CC, pasando de un aumento en el verano del HM a una disminución en invierno, mostrando una alta complejidad en la simulación de la variable (Figura 71).

Salvatteci et al. (2016) encontraron que la productividad exportada cerca de Pisco durante el HM fue mayor en comparación con periodos de transición glacial-interglacial, sin embargo, menor a el HTr. Durante el ACR y El HT existió una alta correlación entre la productividad y la desnitrificación en la columna de agua, lo que supone una relación directa de la triada: remineralización, demanda de oxígeno y desnitrificación, la que resultaría principalmente por factores locales.

Sin embargo, Salvatteci et al. (2016) al correlacionar estas dos últimas variables para el HM se encontró un valor bajo de $r=0.27$ ($n=35$), sugiriendo que la señal de $\delta^{15}\text{N}$ no estuvo alterada por efectos ambientales locales sino debido a aguas acarreadas por la PCUC. Como se mencionó anteriormente, durante el HM se alcanzaron valores mínimos de $\delta^{15}\text{N}$ llegando a 4.8‰ (~6.500 AP) y en relación al resto del periodo de estudio, estas fueron las magnitudes más bajas.

Chazen et al. (2009) sostuvieron que aparentemente hubo un desfase entre la reconstrucción de parámetros ambientales como la productividad, TSM y ventilación de niveles sub-superficiales del mar. Según los investigadores, podría

tratarse de la influencia entre distintos forzamientos climáticos de altas y bajas latitudes, en donde la paleo-productividad está fuertemente ligada al reforzamiento de los vientos locales mientras que la TSM está influenciada tanto como por el clima local y de altas latitudes donde se origina la fuente para las aguas de la termoclina tropical.

Conforme a lo que muestra en sus gráficas Chazen et al. (2009), la paleo-productividad se pudo ver disminuida según C_{37} entre ~9-20 nmol/g en relación a otros periodos de tiempo, sin embargo los datos de sílica biogénica muestran un aumento de 35% a los ~6 000 años AP, observándose patrones opuestos.

Mollier-Vogel (2012) encontraron en el testigo 003 (15°S) los valores de $\delta^{15}N$ más bajos oscilando entre 5 - 5.5‰ para los 8.000 5.500 años AP (HM). Mientras que la señal del norte de $\delta^{15}N$ parece estar controlada por la limitación de nutrientes (agotamiento) o por la señal inherente del $\delta^{15}N$ de las masas de agua acarreadas por las corrientes.

La variabilidad entre el $\delta^{15}N$ ‰ y la productividad exportada en el sur, según Mollier-Vogel (2012) y el trabajo de Chazen et al., 2009, parecen estar controladas a diferentes escalas temporales, desde la desglaciación al HTr, por un control de cambios en la expansión de la ZMO. Sin embargo, para el HM, en todos los testigos, aunque no en las mismas magnitudes, se observaron los valores más bajos de $\delta^{15}N$, tanto en el sur como en la región del norte peruano.

En el mismo sentido, Fleury (2015) al estudiar laminaciones sedimentarias para observar las variaciones climáticas en distintas escalas temporales, encontró que durante el HM, la variación más baja de desnitrificación cuantificada fue entre 4-5‰ para el registro 003 (~15°S).

Rein et al. (2005) al estudiar la variabilidad del ENSO en el centro-sur del Perú (~12°S) hallaron condiciones opuestas para el desarrollo e intensidad de esta clase de eventos durante el HM según las reconstrucciones de TSM y deposiciones de granos provenientes de escorrentías de ríos. Existió una baja sedimentación de MO, hecho controversial para este periodo, lo cual según los autores podría explicarse por la erosión causada por la PCUC además de un reciclamiento eficiente.

Es posible que la baja productividad tal vez se haya dado por la poca fertilización que hubo durante el Holoceno, en donde presumiblemente hubo poco contenido de micronutrientes como el hierro de origen terrígeno, el cual no fue lo suficientemente abundante, como lo ocurrido en el margen costero central chileno (Dezileau et al., 2004).

Para el gradiente latitudinal del margen costero peruano, según los promedios anuales simulados, los mayores incrementos en INTPP estarían localizados en la sub-área norte, principalmente por los modelos HadGEM2-CC y -ES, y a su vez, en esta sub-área el modelo IPSL-CM5A-LR mostró una disminución más notable, que en la sub-área sur-centro.

Lo primero podría estar en controversia con la evidencia paleoclimática (criterio de evaluación 3, C3), puesto que de acuerdo a los testigos examinados para ambas sub-áreas, el norte tuvo testigos homogéneos, mientras que las laminaciones y otros proxies (aunque muy locales, e.g. Chazen et al., 2009) mostraron un aumento de la productividad en el sur a lo largo del Holoceno.

Bajo un panorama de condiciones tipo La Niña para el HM, los vientos reforzados de la celda de Hadley pudieron haber causado una mayor turbulencia sobre las capas superficiales del océano, que frente a surgencias costeras intensificadas, la capa de mezcla pudo haberse visto extendida varios metros en profundidad. Como resultado habría una dispersión de micro nutrientes, disminuyendo la productividad primaria.

Una expansión del APS pudo traer consigo mayor nubosidad a lo largo de las costas sudamericanas con mayor permanencia temporal, pudiendo dar como resultado una disminución de la irradiación disponible para la fotosíntesis, como fue el caso de estudio para Chile (Dezileau et al., 2004).

PARTE C:

1.1. Factores determinantes de la productividad frente al calentamiento global

Como era esperable, para el escenario más pesimista en las proyecciones (4CO₂), esta variable se ve afectada negativamente, en donde casi todas las simulaciones de los modelos CMIP5 disponibles muestran una disminución ya sea anual y/o estacionalmente.

Sub-área norte

Anualmente, los modelos que mostraron un decremento más notorio fueron el IPSL-CM5A-LR y MIROC-ESM $\Delta_{4CO_2 - PI} = -0.0895$ y $-0.2489 \text{ gCm}^{-2}\text{d}^{-1}$ respectivamente (Figura 42 B, C), siendo este último el que simuló un ~54% de disminución de INTTP respecto al periodo PI. Como se mencionó previamente, el hecho de contar con menos salidas CMIP5. A pesar de eso, se pudo encontrar convergencia en los análisis anuales de las simulaciones.

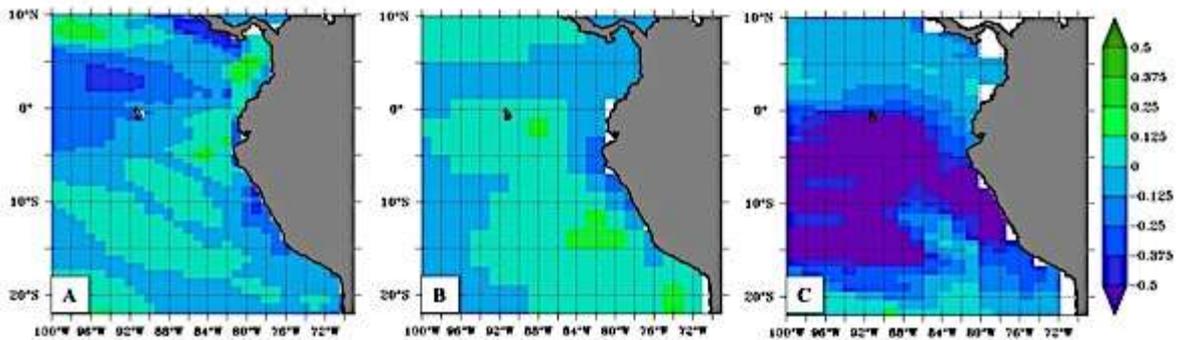


Figura 71. Diferencia de invierno de INTTP para 4CO₂ – PI para la sub-área norte (rectángulo rojo) de los modelos HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR y MIROC-ESM.

Para verano, el modelo MIROC-ESM es el que inclusive simuló una disminución notable de ~35% ($\Delta_{4CO_2 - PI} = -0.02 \text{ gCm}^{-2}\text{d}^{-1}$) y en invierno lo hace con una disminución de 81,68%. Esta última estación ejercería dominancia para la obtención de promedios anuales. Por otro lado, el modelo HadGEM2-ES mostró un incremento de INTTP durante invierno, con un incremento de aproximadamente ~7.29% para las simulaciones de 4CO₂ ($\Delta_{4CO_2 - PI} = -0.0757 \text{ gCm}^{-2}\text{d}^{-1}$) (Figura 72).

Sub-área centro-sur.

La tendencia a la disminución se mantiene tanto anual como estacionalmente en el 100% de análisis de modelos CMIP5, siendo el modelo MIROC-ESM el que dió

los decrementos más notables en todas las escalas evaluadas, alcanzando una máxima disminución para el verano, con un -105.57% ($\Delta_{4CO_2-PI} = -0.8376 \text{ gCm}^{-2}\text{d}^{-1}$). Esto presumiblemente estaría en correlación al desarrollo de las TSM proyectadas para el mismo periodo futuro de tiempo, en donde se observó un aumento de hasta $\sim 4^\circ\text{C}$ (Figura 73).

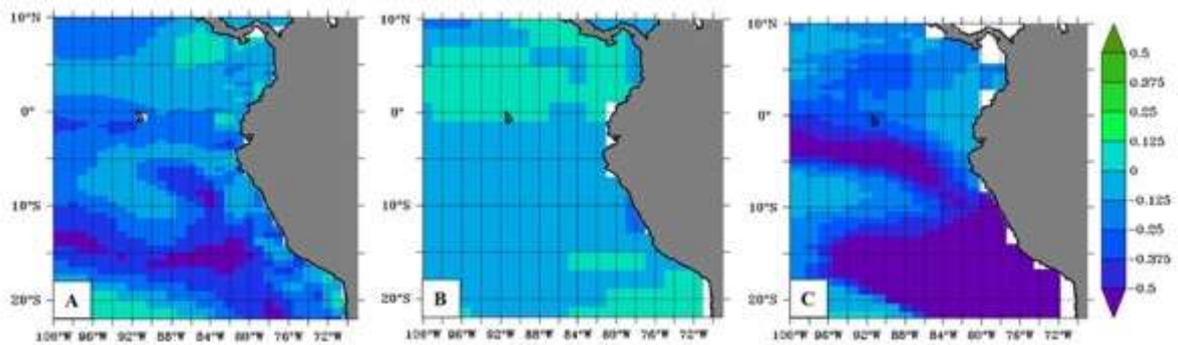


Figura 72. Diferencia de verano de INTTPP para 4CO₂ – PI para la sub-área centro-sur (rectángulo rojo) de los modelos HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR y MIROC-ESM.

El estudio de la INTTPP requiere un enfoque complejo debido a que es dependiente de variables físicas. Por ejemplo, el estudio de la intensificación de los vientos superficiales, la irradiancia (relacionado a la presencia de nubes), profundidad de la capa de mezcla (asociado a la estratificación térmica y turbulencia), disponibilidad de nutrientes de las aguas advectadas, niveles adecuados de hierro disuelto, micronutrientes en áreas cuya plataforma sea angosta (Bruland et al., 2003) y frecuencia y amplitud de las ondas Kelvin (Gutiérrez et al., 2011).

Pero, ¿Por qué los modelos CMIP5 simulan mayores disminuciones de INTTPP en la región sur en verano (inicios de primavera) donde típicamente es la región del MC en donde se localizan los picos de productividad más notables? Esta pregunta compleja puede ser resuelta parcialmente, debido a la desventaja que existe en la

resolución de los MCCG que impedirían modelar procesos de escala local (Gutiérrez et al. 2011; Echevin et al. 2012; Cambon et al. 2013) como la topografía o quizás la expansión de corrientes sub-superficiales o la presencia de ondas kelvin atrapadas a la costas, las que pudieran acarrear masas de aguas con distintas calidades de nutrientes útiles para la productividad, a su vez, haciendo que la termoclina se hunda más de lo convencional (Echevin et al., 2014).

El comportamiento de la INTTP se ve afectada directamente de los vientos paralelos frente a Perú (así como en otros EBUEs), los cuales según Bakun (1990) se incrementarían bajo condiciones de calentamiento global debido a un aumento en el contraste térmico entre el océano y el continente.

Sin embargo, otros investigadores sostienen un debilitamiento de los vientos alisios de la zona tropical oriental que conducirían a un debilitamiento de la circulación de Walker, esto analizado a través de los resultados de MCCG bajo condiciones incrementadas de CO₂ atmosférico. (Vecchi et al., 2006)

Oerder et al. (2015) en su investigación examinaron el comportamiento de los vientos superficiales, junto al transporte de Ekman (en escenario 2CO₂ y 4CO₂), quienes serían los factores dirigentes de la surgencias costeras en términos de intensidad, advección de nutrientes y por extensión, factores determinantes para la INTTP. Estos investigadores hallaron un debilitamiento en el transporte de Ekman especialmente frente a las costas de Perú (~13% para 2CO₂ y ~22% para 4CO₂ respecto al periodo PI); lo que en última instancia la calidad de aguas advectadas

por las surgencias (si es que estas se mantuviesen), no soportarían el desarrollo de INTTPP favorables (Figura 74).

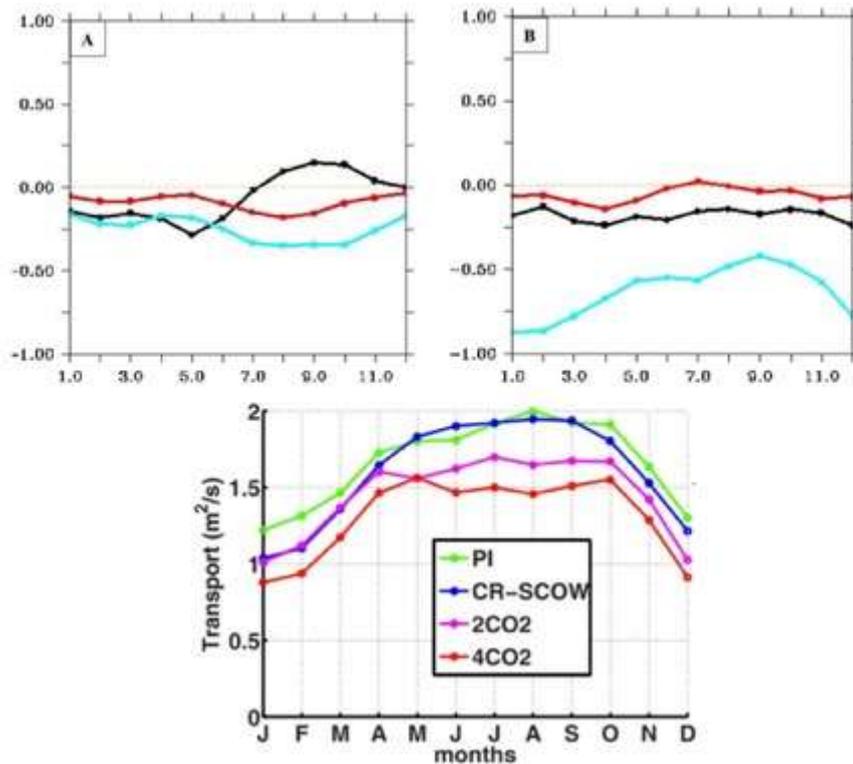


Figura 73. Variación estacional de $4CO_2 - PI$ de INTTPP para las sub-área (A) norte y (B) centro-sur para los modelos HadGEM2-ES (línea negra), IPSL-CM5A-LR (línea roja), MIROC-ESM (línea celeste). Ciclo estacional del (C) Transporte Ekman. Los diferentes escenarios climáticos (PI, CR-SCOW, 2CO₂ y 4CO₂, respectivamente) están marcados por diferentes colores (verde, azul, rosa y rojo, respectivamente). Tomado de Oerder et al., 2015.

La disminución eventual de la productividad primaria se debería a un aumento de la estratificación oceánica. Para ambos escenarios, la profundidad de la termoclina es $\sim 50m$, en donde la intensidad de estratificación incrementaría al rededor de un 40% en $4CO_2$, desde $0,10^\circ C/m$ in PI hasta $0,14^\circ C/m$ en $4CO_2$.

Se espera que el incremento de la estratificación afecte el sistema de afloramiento reduciendo la dinámica de Ekman (Echevin et al. 2012), ya que la nutriclina se profundizaría y las masas de aguas advectadas corresponderían a masas pobres en

nutrientes, menos salinas y más cálidas, lo que acarrearía una disminución en los niveles de INTTP .

Recapitulando la evaluación previa de las simulaciones del HM, el modelo MIROC-ESM tuvo las disminuciones de la TSM más notorios superiores a 0.5°C anualmente y en verano alcanzó los -1.04°C. Lo cual resulta preciso destacar que la evaluación de las simulaciones de este modelo no arrojó información coherente respecto al criterio de evaluación 1 (C1), posiblemente a que el modelo forzaría los cambios de TSM.

En tal sentido, las simulaciones futuras hechas por el modelo MIROC-ESM deberían tomarse con precaución. Aún así, sería plausible que en un escenario de 4CO₂ la INTTP se vea disminuida, ya sea latitudinalmente, con especial énfasis para la sub-área centro-sur y durante verano, por el acarreamiento de aguas de la termoclina superficial.

Las investigaciones sobre las tendencias en la intensidad de las surgencias costeras continúan siendo punto de debate, en especial para una región muy particular como es la del Pacífico ecuatorial oriental. Los potenciales cambios de este transporte oceánico impactarían probablemente en la fenología, distribución espacial y composición de especies ya sea a niveles de productores primarios o secundarios, por eso la relevancia de su estudio (Gutiérrez et al., 2016).

Investigaciones sobre la influencia de los cambios de los vientos en las surgencias costeras de Echevin et al. (2012) y Belmadani et al. (2014), consideran que los mecanismos compensatorios no podrían sostener la producción secundaria (i.e. efecto negativo en la abundancia de zooplancton), lo que repercutiría la disponibilidad de stocks de anchovetas (Brochier et al. 2013; Gutiérrez et al., 2016).

De acuerdo a la investigación realizada por Bopp et al. (2001) a través del estudio de MCGG y biogeoquímicos encontraron que existe una reducción de la productividad exportada de hasta un 6% y que existe una tendencia opuesta en los cambios entre las altas y bajas latitudes. Para las bajas latitudes, los cambios inducidos en el clima reportan una disminución del 20% pero un aumento de hasta el 30% para las altas latitudes.

Los cambios en la productividad impactarán en los ciclos biogeoquímicos, tales como la del dimetil-sulfuro (DMS) y carbono, los cuales resultan ser piezas importantes en la retroalimentación climática (Sarmiento et al., 1988). Además, los cambios en la productividad inducirán cambios en niveles tróficos superiores, afectando además actividades económicas como las pesquerías en Perú y norte de Chile, en donde los modelos acoplados reportan una reducción considerable entre el 10 al 15% lo que significaría un estrés importante sobre la pesquería de anchoveta y otros peces, además de otros factores como la sobre pesca (Bopp et al., 2001).

IV.4. OXIGENACIÓN A NIVELES SUB-SUPERFICIALES EN LA COLUMNA DE AGUA

1. PARTE A:

1.1. Cambios en las concentraciones mínimas de oxígeno sub-superficial

Los cambios ocurridos en la concentración de oxígeno a nivel sub-superficial no han sido reportados y/o publicados exactamente bajo esa denominación en estudios paleoceanográfico o algún proxy per se. Sin embargo, para conocer los cambios que ocurrieron en el HM respecto a las concentraciones de oxígeno, podemos hacer el uso de dos enfoques, que a su vez se hallan relacionados altamente con la productividad primaria, y son:

- (i) el estudio de la extensión de la ZMO, cuyas características son muy importantes para todo el sistema de corrientes de Humboldt y en especial para el sub-sistema de surgencias costeras peruanas, y
- (ii) utilizar el estudio de las condiciones REDOX de sedimentos marinos en la plataforma y/o parte superior del talud continental peruano a través del comportamiento de metales traza. Este último enfoque también permite relacionar las condiciones de la ZMO y además tener una visión más directa de la presencia de masas de aguas acarreadas por corrientes sub-superficiales. Sin embargo, por la limitación de estudios disponibles o publicados, este último enfoque fue aplicado sólo para la sub-área centro-sur.

Sub-área norte:

Las variaciones que se simulan para los cambios en concentración de oxígeno anualmente son exiguas en general, aunque de las 3 salidas analizadas disponibles, los modelos HadGEM2-CC y –ES mostraron una variación positiva de $\Delta_{HM-PI} = 0.0004 \text{ mL}^{-1}$ y 0.0112 mL^{-1} respectivamente; esto significaría un aumento entre el 0.076% y 2.49% respectivamente de O2MIN indicando condiciones menos sub-óxicas o más oxigenadas (Figura 64, 65).

En sentido inverso, el modelo IPSL-CM5A-LR muestra una variación respecto a PI negativa $\Delta_{HM-PI} = -0.001 \text{ mL}^{-1}$, casi desestimable. Sin embargo, los valores simulados para cada periodo de tiempo (HM=0.8504 mL^{-1} y PI = 0.8514 mL^{-1}) corresponden a concentraciones de oxígeno que están fuera del rango de lo que se considera sub-oxia o una ZMO ($<0.5 \text{ mL}^{-1}$, Tarazona & Arntz, 2001; Graco et al., 2007) (Figura 75).

Bajo la premisa de que este conjunto de salidas CMIP5 corresponde a los niveles mínimos de concentración de oxígeno (O2MIN), la variación negativa resultaría ser un artefacto, tratándose mas bien de condiciones más oxigénicas en términos de magnitud (criterio de evaluación 4, C4) y mas no notados en la variación entre el HM y PI.

De igual forma que en la variable INTPP, la cantidad de modelos CMIP5 que tuvieron salidas para O2MIN hicieron difícil la comparación entre las simulaciones, originando incertidumbre de escenarios a causa de contar con más modelos que

simulen esta variable, ya que es de suma importancia para estimar los cambios ambientales pasados.

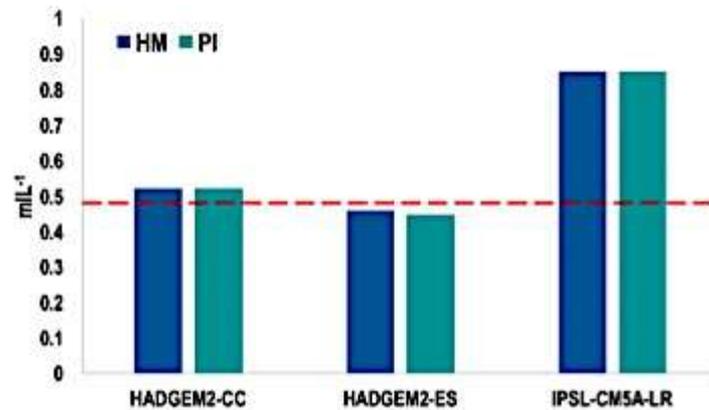


Figura 74. Magnitudes simuladas por modelos CMIP5 para los periodos HM y PI, de la sub-área norte, anualmente. La línea punteada representa el nivel límite para ser considerado como aguas sub-óxicas, o de tipo ZMO.

Otra observación por realizar, es que no existe ninguna clase de estacionalidad por parte de las simulaciones (Figuras 46 y 47), en cualquiera de las escalas analizadas, observándose mas bien un estado “asintótico” de la variable a lo largo del año, hecho que demuestra la poca habilidad de los MCGG en poder capturar los cambios en las concentraciones del oxígeno disuelto en la columna de agua.

En verano (Figura 76), se aprecia el paradigma anterior respecto a las variaciones, en donde se diría que existe un “falso positivo” para el modelo HadGEM2-ES al considerar sólo las variaciones, el cual sería el único modelo CMIP5 que simularía condiciones “más oxigenadas”. Sin embargo, recurriendo nuevamente al análisis de cómo este modelo simula las condiciones (criterio C4) para el HM=0.454 mL⁻¹ y PI=0.4456 mL⁻¹, es deducible que corresponden a valores de aguas típicas de ZMO, simulando por ende condiciones de sub-oxia (condiciones reductoras).

En invierno a pesar de que las variaciones son 100s, existe la misma situación para los mismos modelos que en verano, en donde el modelo HadGEM2-ES de acuerdo a sus valores simulados para el HM=0.4631 mL⁻¹ y PI= 0.4506 mL⁻¹, a pesar de tener una variación positiva, continua mostrando condiciones de sub-oxia típica de una ZMO.

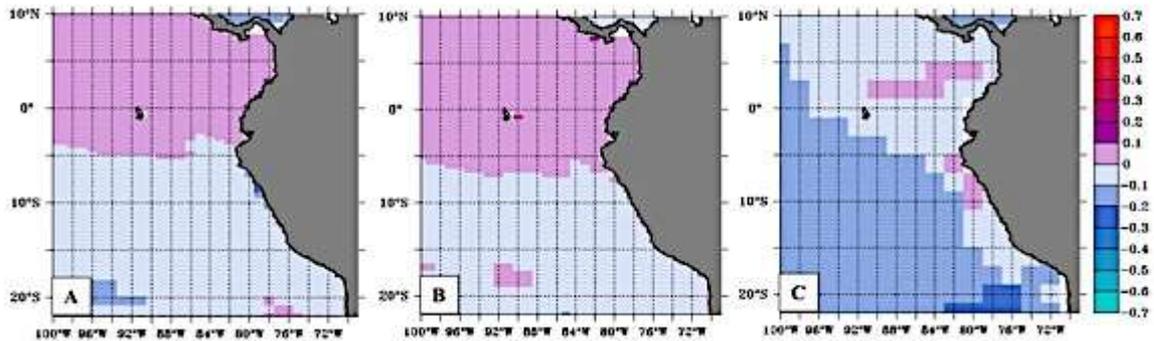


Figura 75. Diferencia de verano para O2MIN del HM – PI para la sub-área norte (rectángulo rojo) de los modelos CMIP5 (a) HadGEM2-CC, (b) HadGEM2-ES y (c) IPSL-CM5A-LR.

Mollier-Vogel (2012) analizó los cambios del $\delta^{15}\text{N}$ en un testigo ubicado a $\sim 4^\circ\text{S}$ interpretando un “colapso” de la ZMO en el HM (7.000 años AP). Los resultados obtenidos para los últimos 18.000 años mostraron una baja sedimentación y baja acumulación de $\delta^{15}\text{N}$, variando desde los 4-6‰, rango típico de valores promedio de nitrato en el océano, cuyo valor mínimo correspondió al HM ($\sim 4.5\%$) mientras que los valores $\delta^{15}\text{N}$ cambiaron desde los inicios de la desglaciación al HT variando de 6‰ - 10‰.

Estas observaciones estarían de acuerdo con la ZMO menos intensa simulada en magnitudes por 2 de los 3 modelos (anualmente). Si bien el estudio del proxy $\delta^{15}\text{N}$ es adecuado según Mollier-Vogel (2012) para estimar las condiciones ambientales de sub-oxia o anoxia, hay que tener presente que el área (en especial el norte) se

encuentra muy relacionada a una zona de altos nutrientes y poca clorofila (HNLC) que podría superponer una señal característica del $\delta^{15}\text{N}$ y distorsionar las señales isotópicas y a partir de ahí, las interpretaciones.

Sub-área centro-sur:

Según las simulaciones CMIP5, las condiciones serían menos oxigénicas para esta sub-área durante el HM. Sin embargo, vuelve ocurrir que la variación del modelo IPSL-CM5A-LR a pesar de ser negativa ($\Delta_{\text{HM} - \text{PI}} = -0.0291 \text{ mL}^{-1}$) no representa condiciones de sub-oxia, según valores simulados para el HM es 0.8853 mL^{-1} y para el periodo PI, 0.9144 mL^{-1} , para la escala anual (criterio C4).

En tanto las variaciones negativas para los modelos HadGEM2-CC y -ES y sus magnitudes simulan a la vez condiciones muy anóxicas (reductoras), con microvalores (Thamdrup et al., 2012) casi imperceptibles, lo que implicaría condiciones favorables para el desarrollo de sedimentos en condiciones inclusive sulfídicas (e.g. HM = 0.0985 mL^{-1} y PI = 0.1411 mL^{-1} del modelo HadGEM2-ES) (Figura 77).

Para esta sub-área, HadGEM2-CC (HM= 0.1234 mL^{-1} y PI = 0.192 mL^{-1}), simula condiciones opuestas en relación a la sub-área norte, en donde se pudo apreciar valores ligeramente superiores para ser considerados típicos de una ZMO.

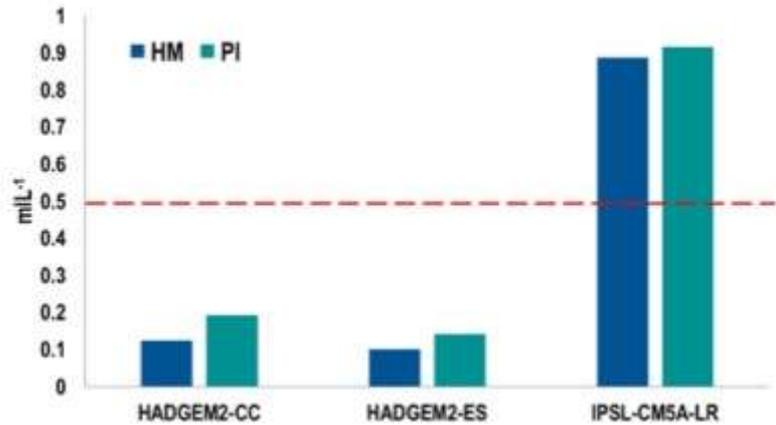


Figura 76. Magnitudes simuladas por modelos CMIP5 para los periodos HM y PI, de la sub-área centro-sur, anualmente. La línea punteada representa el nivel límite para ser considerado como aguas sub-óxicas, o de tipo ZMO.

En verano se esperaría una mayor solubilidad del oxígeno disuelto, dando como resultado tenores de oxígenos menores. Considerando, que el periodo simulado es el HM en donde la insolación fue menor, es posible que la prescripción de los cambios en los parámetros orbitales expliquen estos resultado obtenidos. El modelo IPSL-CM5A-LR simuló valores propios de una columna de agua oxigenada (HM = 0.8674 mL⁻¹ y PI = 0.8942 mL⁻¹).

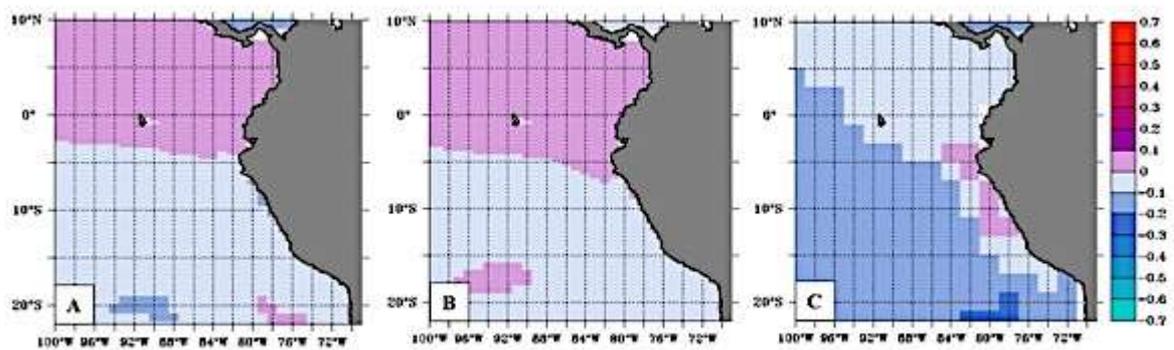


Figura 77. Diferencia de invierno para O2MIN del HM – PI para la sub-área centro-sur (rectángulo rojo) de los modelos CMIP5 (a) HadGEM2-CC, (b) HadGEM2-ES y (c) IPSL-CM5A-LR.

En cambio para invierno, se encontraron disminuciones más notorias. Esto podría estar en conjunción con los resultados mostrados por los mismos modelos pero para la variable TSM, en donde se muestran variaciones positivas para el HM en invierno

(modelos HadGEM2-CC y –ES), evidenciando una relación con este parámetro. (Figura 78).

De acuerdo a las simulaciones según el gradiente latitudinal, anual o estacionalmente, los valores para la sub-área norte mostraron condiciones de relativa mayor oxigenación o menor sub-oxia (ligeramente más oxigenada: e.g. el modelo IPSL-CM5A-LR) en especial para el invierno. Mientras que la tendencia para la sub-área centro-sur es de predominancia sub-óxica a hacia la anoxia, en 2 de los 3 modelos CMIP5 disponibles.

De acuerdo a los sedimentos extraídos en la investigación de Salvattecchi et al. (2016) en el HM hubo una diferencia llamativa entre la concentración de U, Re, Ni y Cu, elementos traza que mostraron relativamente valores altos comparados a periodos glacial-interglacial y el HT, mientras que el Mo mostró enriquecimiento bajo, lo cual fue consistente con los valores bajos de δN^{15} en esta parte del registro.

Esto significaría que durante el HM, las condiciones de oxigenación pudieron ser mayores en los sedimentos estudiados, cuya explicación pudiera encontrarse en el acarreamiento de aguas de la PCUC más intensa, probablemente con mayores tenores de oxígeno disuelto, como consecuencia indirecta de la intensificación de la circulación de Walker al crearse un gradiente asimétrico de temperatura entre el Pacífico occidental y oriental, típico de un estado del clima semejante a La Niña (Koutavas et al., 2006).

Es necesario destacar que según Salvatelli et al. (2016) los cambios ocurridos en el Factor de enriquecimiento (FE) del Mo (y otros metales traza) se debieron principalmente a cambios en las condiciones REDOX no directamente ligados a la descomposición de la materia orgánica (MO). En general, para el HM, las condiciones fueron menos reductoras comparadas con el H1S, HT y HTr.

Mollier-Vogel, (2012) realiza el análisis de un testigo localizado $\sim 15^{\circ}\text{S}$, en el cual halló valores de $\delta^{15}\text{N}$ que alcanzaron una magnitud entre 5‰ - 5.5‰ entre los 8.000 - 5.500 años AP, inducidos por la presencia de masas de aguas traídas por corrientes sub-superficiales, lo que impactaría en la ZMO, causando una reducción e inclusive una compactación, concluyendo que la estructura vertical de la termoclina fue diferente para ese tiempo y el núcleo de la ZMO estuvo más profundo.

La investigación realizada por Fleury (2015) sobre la dinámica de la ZMO en los últimos 7.000 años mostró que una aceleración de la circulación del Pacífico ecuatorial habría reducido la intensidad de la ZMO, profundizando la oxiclina. Sin embargo, los niveles de la oxiclina harían que los nitratos enriquecidos con $\delta^{15}\text{N}$ presentes, se acumulen bajo el efecto de la desnitrificación.

La profundidad de la oxiclina habría reducido la capacidad de ascender aguas ricas en nitratos con el isótopo pesado ($\delta^{15}\text{N}$) situadas en las masas de agua sub-superficiales, que eventualmente se advectarían hacia la superficie durante las surgencias. No necesariamente entonces testigos con un bajo contenido de $\delta^{15}\text{N}$ ‰ significaría bajos niveles de productividad.

Este mecanismo podría explicar fácilmente el mínimo de $\delta^{15}\text{N}$ observado durante el HM ya que las aguas traídas por la PCUC, tendrían bajo $\delta^{15}\text{N}$. Por el contrario, la reducción de la circulación de aguas profundas observada en el HTr habría reducido los tenores de oxígeno en el sistema de surgencias Peruanos, causando una intensificación de la OMZ (Fleury, 2015).

Los eventos el Niño actuales se caracterizan por un aumento de las concentraciones del oxígeno dentro de la ZMO sincronizado con una disminución de la productividad en superficie, indicando un control de la ZMO por la demanda de oxígeno a la escala inter anual. Las variaciones seculares en la intensificación de la ZMO son controladas por la demanda de oxígeno generada por la productividad dentro de las aguas superficiales (Fleury, 2015)

Una investigación realizada por Xu et al. (2015) utilizando un modelo biogeoquímico (PISCES) y el modelo KCM, hallaron que las concentraciones de oxígeno para δ^{26} (límite superior de la ZMO) para el HM fueron mayores hasta en $40\mu\text{molL}^{-1}$. Frente a Perú, al rededor de los 10°S , se observó un incremento de $30\mu\text{mol L}^{-1}$ de oxígeno, lo cual podría interpretarse como un mayor influjo de aguas del sur este (intensificación y expansión del APS).

2. PARTE B:

2.1. La ZMO frente al calentamiento global

Como el principal forzante de esta investigación es el GEI CO_2 en un escenario cuadruplicado en relación al periodo PI, se espera una amplificación del efecto

invernadero, con un consecuente aumento de las temperaturas globales causando distintos grados de estrés en los ecosistemas acuáticos del océano (Gattuso et al., 2015). En sinergia con un aumento de la TSM (en proyecciones), una de las principales propiedades de los gases en los líquidos i.e. la solubilidad (Libes, 2009) se vería afectada negativamente.

En tal sentido, en un ambiente en donde algunos modelos (no necesariamente los mismos que simulan O₂MIN) muestran un aumento de varias órdenes de TSM (sub-área norte), se esperaría menor solubilidad del oxígeno, acarreado concentraciones bajas de este elemento, es decir, condiciones muy pronunciadas de sub-oxia hacia anoxia, expresándose en una expansión de la ZMO en profundidad y latitud probablemente.

Sub-área norte:

Según las proyecciones, el modelo HadGEM2-ES posee magnitudes de oxígeno dentro de los valores propios de una ZMO, para todas las escalas estudiadas, con mayor énfasis durante el verano ($4\text{CO}_2 = 0.3613 \text{ mL}^{-1}$) dando una variación de $\Delta_{4\text{CO}_2 - \text{PI}} = -0.0843 \text{ mL}^{-1}$, en tanto que anualmente la variación es casi similar, manteniendo el mismo patrón $\Delta_{4\text{CO}_2 - \text{PI}} = -0.0825 \text{ mL}^{-1}$. Sin embargo, estos valores aumentan respecto al HM.

El modelo IPSL-CM5A-LR también mostró una variación negativa inclusive mayor que el modelo anterior, con el mismo patrón anual y estacional alcanzando una variación según las proyecciones de $\Delta_{4\text{CO}_2 - \text{PI}} = -0.2208 \text{ mL}^{-1}$ y $\Delta_{4\text{CO}_2 - \text{PI}} = -$

0.226 mL⁻¹ respectivamente, sin embargo, al revisar las concentraciones simuladas de oxígeno (4CO₂ = 0.6306 mL⁻¹ y PI = 0.8514 mL⁻¹, anualmente) los valores corresponderían a tenores de oxígenos aceptables para el desarrollo de condiciones aeróbicas. (Figura 79).

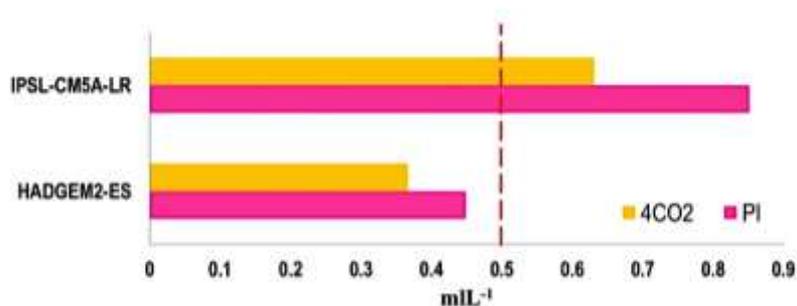


Figura 78. Magnitudes simuladas por modelos CMIP5 para los periodos 4CO₂ y PI, de la sub-área norte, anualmente. La línea punteada representa el nivel límite para ser considerado como aguas sub-óxicas, o de tipo ZMO.

Sub-área centro-sur:

Los valores proyectados son menores en relación a la sub-área norte, tanto para los valores simulados como en las diferencias para los periodos de estudio. El modelo IPSL-CM5A-LR, el cual tuvo variación negativa ($\Delta_{4CO_2 - PI} = -0.1015$ mL⁻¹, para verano), posee valores proyectados fuera del rango de una ZMO (Figura 80).

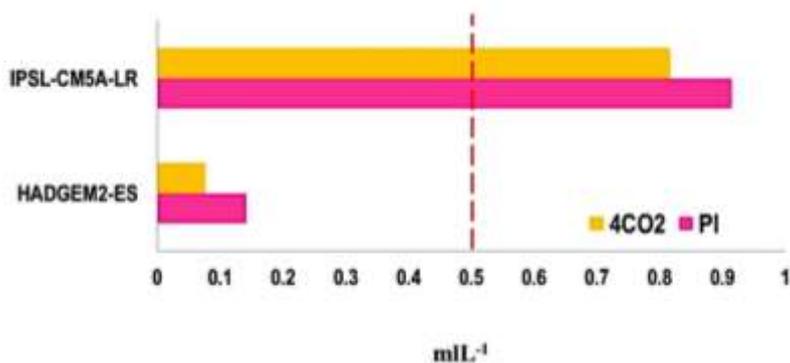


Figura 79. Magnitudes simuladas por modelos CMIP5 para los periodos 4CO₂ y PI, de la sub-área centro-sur, anualmente. La línea punteada representa el nivel límite para ser considerado como aguas sub-óxicas, o de tipo ZMO.

Respecto a las tendencias de las concentraciones de oxígeno para las últimas décadas, Stramma et al. (2008) al estudiar la ZMO en los océanos tropicales, observaron una expansión de éstos. La causa podría radicar en una disminución en la ventilación entre las capas sub-superficiales y superficiales, además de un aumento en la estratificación térmica del océano. Sin embargo, existen otras hipótesis las cuales proponen que los decrementos en las concentraciones de oxígeno estarían dominados por el PDO (Czeschel et al., 2012).

En el caso de algunos EBUE's se ha observado una disminución del contenido de oxígeno en capas sub-superficiales, e.g. en las costas de California, donde Bograd et al. (2008), hallaron que en los últimos 25 años se ha registrado una superficialización del límite superior de la ZMO. Otro hecho notable es que la franja ecuatorial (3°N - 3°S) que provee de oxígeno al Pacífico sur este muestra tendencias decrecientes en el contenido de oxígeno de hasta $5 \mu\text{molKg}^{-1} \text{ década}^{-1}$ desde 1975 (Stramma et al., 2010).

De acuerdo a las investigaciones de Cocco et al. (2013) a través del uso de modelos del sistema tierra (07 modelos), encontraron que para escenarios futuros, existe una tendencia a la disminución de las concentraciones de oxígeno entre un 2-4%, siendo las áreas tropicales y sub-tropicales del Pacífico sur las que muestran con mayor énfasis estos resultados.

Estos investigadores se centraron en los posibles cambios en la capa mesopelágica superior (comprendida entre los 100m y 600m de profundidad), enunciando que

existe un complejo patrón respecto a las proyecciones dado que esta variable está influenciada por la competencia de diferentes factores tales como la circulación, productividad, remineralización y cambios en la temperatura.

Si el aumento de CO₂ estimula la productividad, esto originaría exportación de POM, lo que hará que la respiración se vea intensificada, trayendo como consecuencia déficit o agotamiento de oxígeno, lo que se traduce en la intensificación de ZMO en zonas de surgencia costera. Esto podría ocasionar la reestructuración de microorganismos a lo largo de la columna de agua originando posibles cambios en los ciclos de los nutrientes.

Potencialmente, un futuro con la ZMO expandida, implicaría la expansión de las cadenas tróficas microbianas, con la mayor presencia de ciliados, capaces de resistir condiciones anaeróbicas (Capone & Hutchins 2013). Asimismo, frente a condiciones hipóxicas, los controles biogeoquímicos en las cadenas tróficas no sólo se verían afectadas por el tipo “bottom-up” con los cambios de la productividad del fitoplancton y otros microorganismos, sino también se sumaría el control “top-down” por la naturaleza de los consumidores (Capone & Hutchins 2013).

Además, según se conoce, la fijación del nitrógeno (nitrificación) se realiza con más eficiencia en zonas aeróbicas y zonas adyacentes a la oxiclina. Frente a un futuro donde aumente las ZMO's, se esperaría que esto pueda contribuir negativamente en las tasas de nitrificación. Esto se agravaría aún más debido a que

este mismo nitrógeno fijado puede perderse en estas ZMO's a través del ANAMMOX, aumentando la desnitrificación (Capone & Hutchins 2013).

Las proyecciones actuales no muestran certeza sobre un patrón respecto al comportamiento de esta variable biogeoquímica, especialmente a lo que respecta la evolución del oxígeno en su distribución y su relación con la ZMO, a causa de las limitaciones de los MCCG, así como la distribución retrospectiva de los últimos 50 años (Gutiérrez et al., 2016).

En lo concerniente a lo sucedido en el periodo del HM tanto la evidencia paleoclimática y las simulaciones de los modelos CMIP5, muestran que en el pasado, los tenores de oxígeno tuvieron una señal de aumento respecto a sus concentraciones, por factores remotos y también por aumento de la ventilación según algunos autores. Sin embargo, esto no es posible reconciliar respecto a las proyecciones futuras, ya que existe en primer lugar incertidumbres respecto a los factores que tienen que ver respecto a las surgencias costeras (e.g. intensidad y dirección de los vientos superficiales) y aún son pocos modelos que permitan ampliar los análisis y así reducir las incertidumbres .

V. CONCLUSIONES

Si bien la cantidad de información paleoclimática disponible constituyó una fuente importante para la evaluación de salidas de modelos, aún se requieren más registros-proxies a ser estudiados, para contar con mayor información.

Los modelos CMIP5 analizados para las TSM, PR, INTPP y O2MIN para los distintos periodos (PI, HM y 4CO₂) mostraron diferentes modos de simular estas variables entre sí, ya sean para las sub-áreas norte y centro-sur.

En relación a la TSM, los modelos al ser analizados para el periodo PI, mostraron tener la capacidad de representar procesos físicos del océano frente a Perú, tales como el MPI-ESM-P, MRI-CGCM3 e IPSL-CM5A-LR.

Al menos 3 de los 8 modelos (MRI-CGCM3, MPI-ESM-P e IPSL-CM5A-LR) disponibles tuvieron la capacidad de recrear condiciones de relativo enfriamiento para el HM, de acuerdo al C1 de evaluación, especialmente para la escala anual.

El uso del *pseudoproxy* para TSM mostró que es poco probable que organismos-proxies (e.g. alquenonas de cocolitofóridos) guarden la señal estacional, lo que significaría que la diferencia entre la señal de verano y la anual que este proxy podría dar sería muy baja.

La PR es una variable complicada de simular por todos los procesos que involucran su formación (e.g. evaporación, velocidad ascendente de la humedad, saturación de

humedad, formación de nubes, tipo de precipitación, entre otros). Y de acuerdo al análisis para el periodo PI, se destaca una mejor representación del ciclo anual para la sub-área centro sur.

3 modelos (MPI-ESM-P, IPSL-CM5A-LR y MRI-CGCM3) fueron los más plausibles según el C2 de evaluación para PR, observándose los patrones de sequía, especialmente para la escala anual.

Las mayores consistencias para PR y TSM se dieron para la sub-área centro sur. Significaría que los procesos oceánicos-atmosféricos de la región tropical del Pacífico (sub-área norte) continúan siendo un punto álgido para comprender el desarrollo y parametrizaciones físico-químicas del acoplamiento océano-atmósfera.

La evaluación del HM en los modelos CMIP5 permitió verificar aquellos que poseen un mejor desempeño al recrear el clima del pasado, lo cual nos da confianza para conocer el desarrollo o proyecciones del clima futuro. Dado que el análisis realizado se enfocó en la manera de cómo los modelos parametrizan climáticos.

Para las proyecciones 4CO₂, la TSM no presentó una analogía climática en el futuro, sino mas bien un paralelismo: los modelos antes evaluados con mejor desempeño mostraron valores entre moderados a altos (entre 3.5°C a 5.5°C, con mayor intensidad para la sub-área centro-sur),

Las mayoría de proyecciones para PR mostraron condiciones de aumento a escala anual ($\sim 1.5 \text{ mmd}^{-1}$, en especial para la sub-área norte), respecto a los modelos que justamente mostraron las simulaciones más óptimas para el HM.

Las proyecciones para TSM y PR aún no siendo categóricas, son las que provienen de los modelos que consideramos los más hábiles en parametrizar los procesos climáticos y deberían ser tomados como referencia para el estudio climático futuro, de tal manera esta información sirva para acciones desde el punto de la previsión o adaptación socio-económica.

Lo concerniente a variables biogeoquímicas correspondió a un reto mayor inclusive, y al analizarse las simulaciones PI, tanto para INTTP como para O2MIN, en donde existió poca habilidad en la representación del ciclo anual. Para O2MIN, no hubo tal ciclo a lo largo del año.

La escases de registros paleoclimáticos en las sub-áreas de estudios para INTTP (especialmente norte), no permitieron una evaluación más robusta. Los cambios latitudinales (locales) son muy marcados durante el HM, haciendo complicada la evaluación de las salidas de modelos.

El modelo IPSL-CM5A-LR mostró mejor habilidad en la simulación anual basado en el criterio de evaluación C3. Aunque hay que destacar, que procesos locales son de gran importancia y que no son incluidos por esta generación de modelos.

Posiblemente esta variable muestre una analogía climática futura. Modelos como IPSL-CM5A-LR y MRI-CGCM3 mostraron disminuciones significativas a escala anual ($-0.089 \text{ gCm}^{-2}\text{d}^{-1}$ y $-0.6325 \text{ gCm}^{-2}\text{d}^{-1}$ para el norte y centro-sur respectivamente).

Finalmente, la variable O2MIN estuvo mejor representada por el modelo IPSL-CM5A-LR según el criterio de evaluación C4. En lo concerniente al futuro, no es posible determinar una tendencia debido a la escases de datos de modelo.

VI. RECOMENDACIONES

Después de haber realizado esta investigación, es evidente que hace falta mucho por conocer e investigar las condiciones del pasado sobre nuestro dominio nacional, por lo cual sería necesario que se realizaran más investigaciones paleoclimáticas, en especial de variables poco entendidas, como son la concentración de oxígeno o la productividad, además de variables de suma importancia como son el desarrollo de los vientos, que permitirían tener panoramas más completos de climas y ambientes pasados.

Tanto las variables físicas como biogeoquímicas per se son muy dinámicas en distintas escalas y en tiempo, lo que demuestra que su continua evaluación y análisis de salidas de modelos (CMIP5) corresponden un ejercicio valioso para el mejor entendimiento del sistema climático. Por lo cual, es necesario que grupos de alto nivel científico continúen con el desarrollo de modelos que cada vez sean más semejantes a los procesos climáticos y puedan incluir más componentes a escalas espaciales que puedan resolver con mayor habilidad las distintas variabilidades frente a forzantes naturales como antropogénicos.

Las nuevas generaciones de modelos CMIP6 deberían considerar otros componentes o forzantes externos, como el aumento del metano producto del deshielo en las tundras asiáticas y las emisiones provenientes del ganado pecuario, además del vertiginoso e ilegal cambio de uso de suelos en áreas boscosas (e.g. tala y minería ilegal en la Amazonía peruana), de igual modo, la cantidad de agua dulce

proveniente de los deshielos del Ártico (Antártida), que hasta el 2016 ha alcanzado sus niveles mínimos históricos, que podrían repercutir en la formación de masas de aguas densas y así impactar en la circulación a gran escala.

Si bien un tipo de modelos que corresponden a los de evaluación integral, incluyen la dinámica social, idealmente las nuevas generaciones podrían considerar a un nuevo subsistema climático, el antropogénico, como independiente, que considere las demandas demográficas en recursos naturales y el cambio del ambiente, dejando una huella de carbono que a todas luces influye en el ciclo natural del carbono, ya que se espera que para dentro de unas pocas décadas, la población humana alcance fácilmente los 10 mil millones de personas.

VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abramowitz, G., & Bishop, C. H. (2015). Climate Model Dependence and the Ensemble Dependence Transformation of CMIP Projections. *Journal of Climate*, 28(6), 2332–2348. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00364.1>
- Alexander, K., & Easterbrook, S. M. (2015). The software architecture of climate models: a graphical comparison of CMIP5 and EMICAR5 configurations. *Geoscientific Model Development*, 8(4), 1221–1232. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-1221-2015>
- Andrus, C. F. T., Crowe, D., Sandweiss, D. H., Reitz, E. J., & Romanek, C. (2002). Otolith delta 18O Record of Mid-Holocene Sea Surface Temperatures in Peru. *Science*, 295(5559), 1508–1511. <https://doi.org/10.1126/science.1062004>
- Bakun, A. (1990). Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. *Science*, 247(4939), 198–201. <https://doi.org/10.1126/science.247.4939.198>
- Bao, Q., Lin, P., Zhou, T., Liu, Y., Yu, Y., Wu, G., ... Zhou, L. (2013). The Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land system model, Spectral Version 2: FGOALS-s2. *Advances in Atmospheric Sciences*, 30(3), 561–576. <https://doi.org/10.1007/s00376-012-2113-9>
- Belmadani, A., Echevin, V., Codron, F., Takahashi, K., & Junquas, C. (2014). What dynamics drive future wind scenarios for coastal upwelling off Peru and Chile? *Climate Dynamics*, 43(7–8), 1893–1914. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-2015-2>
- Berger, A. (1988). Milankovitch theory and climate. *Reviews of Geophysics*, 26(4), 624–657. <https://doi.org/10.1029/RG026i004p00624>
- Bertrand, A. (2010). IMPACTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LAS DINÁMICAS OCEÁNICAS, EL FUNCIONAMIENTO DE LOS ECOSISTEMAS Y LAS PESQUERAS EN EL PERÚ: PROYECCIÓN DE ESCENARIOS E IMPACTOS SOCIO ECONÓMICOS.
- Bjerknes, J. (1969). Atmospheric Teleconnections From The Equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97(3), 163–172. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2)
- Bograd, S. J., Castro, C. G., Di Lorenzo, E., Palacios, D. M., Bailey, H., Gilly, W., & Chavez, F. P. (2008). Oxygen declines and the shoaling of the hypoxic boundary in the California Current. *Geophysical Research Letters*, 35(12), 1–6. <https://doi.org/10.1029/2008GL034185>
- Bopp, L., Monfray, P., Aumont, O., Dufresne, J.-L., Le Treut, H., Madec, G., ... Orr, J. C. (2001). Potential impact of climate change on marine export production. *Global*

- Biogeochemical Cycles*, 15(1), 81–99. <https://doi.org/10.1029/1999GB001256>
- Bosmans, J. H. C., Drijfhout, S. S., Tuenter, E., Lourens, L. J., Hilgen, F. J., & Weber, S. L. (2012). Monsoonal response to mid-holocene orbital forcing in a high resolution GCM. *Climate of the Past*, 8(2), 723–740. <https://doi.org/10.5194/cp-8-723-2012>
- Boyle, E. A., & Keigwin, L. D. (1985). Comparison of Atlantic and Pacific paleochemical records for the last 215,000 years: changes in deep ocean circulation and chemical inventories. *Earth and Planetary Science Letters*, 76(1–2), 135–150. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(85\)90154-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(85)90154-2)
- Braconnot, P., Harrison, S. P., Kageyama, M., Bartlein, P. J., Masson-Delmotte, V., Abe-Ouchi, A., ... Zhao, Y. (2012). Evaluation of climate models using palaeoclimatic data. *Nature Climate Change*, 2(6), 417–424. <https://doi.org/10.1038/nclimate1456>
- Braconnot, P., Luan, Y., Brewer, S., & Zheng, W. (2012). Impact of Earth's orbit and freshwater fluxes on Holocene climate mean seasonal cycle and ENSO characteristics. *Climate Dynamics*, 38(5–6), 1081–1092. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1029-x>
- Braconnot, P., Otto-Bliesner, B., Harrison, S., Joussaume, S., Peterchmitt, J.-Y., Abe-Ouchi, A., ... Zhao, Y. (2006). Coupled simulations of the mid-Holocene and Last Glacial Maximum: new results from PMIP2. *Climate of the Past Discussions*, 2(6), 1293–1346. <https://doi.org/10.5194/cpd-2-1293-2006>
- Bradley, R. S. (2015a). *Climate and Climatic Variation. Paleoclimatology*. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-386913-5.00002-8>
- Bradley, R. S. (2015b). Corals. In *Paleoclimatology* (pp. 499–516). <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-386913-5.00014-4>
- Bradley, R. S. (2015c). Paleoclimatic Reconstruction. In *Paleoclimatology* (pp. 1–11). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-386913-5.00001-6>
- Bradley, R. S. (2015d). Speleothems. *Paleoclimatology*, 295, 291–318. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-386913-5.00008-9>
- Bradley, R. S., & Bradley, R. (2015). *Paleoclimatology. Paleoclimatology*. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-386913-5.09997-X>
- Brochier, T., Echevin, V., Tam, J., Chaigneau, A., Goubanova, K., & Bertrand, A. (2013). Climate change scenarios experiments predict a future reduction in small pelagic fish recruitment in the Humboldt Current system. *Global Change Biology*, 19(6), 1841–1853. <https://doi.org/10.1111/gcb.12184>
- Brown, E., Colling, A., Park, D., Phillips, J., Rothery, D., & Wright, J. (2001). The atmosphere and the ocean. In *Ocean Circulation* (pp. 17–36). Elsevier.

<https://doi.org/10.1016/B978-075065278-0/50015-1>

- Bush, A. B. G. (1999). Assessing the impact of mid-Holocene insolation on the atmosphere-ocean system. *Geophysical Research Letters*, 26(1), 99–102. <https://doi.org/10.1029/1998GL900261>
- Cai, W., Borlace, S., Lengaigne, M., van Rensch, P., Collins, M., Vecchi, G., ... Jin, F.-F. (2014). Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. *Nature Climate Change*, 4(2), 111–116. <https://doi.org/10.1038/nclimate2100>
- Cambon, G., Goubanova, K., Marchesiello, P., Dewitte, B., Illig, S., & Echevin, V. (2013). Assessing the impact of downscaled winds on a regional ocean model simulation of the Humboldt system. *Ocean Modelling*, 65, 11–24. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.ocemod.2013.01.007>
- Cane, M. a. (2005). The evolution of El Niño, past and future. *Earth and Planetary Science Letters*, 230(3–4), 227–240. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.12.003>
- Cane, M. A., Clement, A. C., Kaplan, A., Kushnir, Y., Pozdnyakov, D., Seager, R., ... Murtugudde, R. (1997). Twentieth-Century Sea Surface Temperature Trends. *Journal*, 275(5302), 957–960. <https://doi.org/10.1126/science.275.5302.957>
- Capone, D. G., & Hutchins, D. A. (2013). Microbial biogeochemistry of coastal upwelling regimes in a changing ocean. *Nature Geoscience*, 6(9), 711–717. <https://doi.org/10.1038/ngeo1916>
- Cárdenas, L., Silva, A. X., Magoulas, A., Cabezas, J., Poulin, E., & Ojeda, F. P. (2009). Genetic population structure in the Chilean jack mackerel, *Trachurus murphyi* (Nichols) across the South-eastern Pacific Ocean. *Fisheries Research*, 100(2), 109–115. <https://doi.org/10.1016/j.fishres.2009.06.013>
- Carré, M., Azzoug, M., Bentaleb, I., Chase, B. M., Fontugne, M., Jackson, D., ... Schauer, A. J. (2012). Mid-Holocene mean climate in the south eastern Pacific and its influence on South America. *Quaternary International*, 253, 55–66. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.02.004>
- Carré, M., Bentaleb, I., Blamart, D., Ogle, N., Cardenas, F., Zevallos, S., ... Fontugne, M. (2005). Stable isotopes and sclerochronology of the bivalve *Mesodesma donacium*: Potential application to Peruvian paleoceanographic reconstructions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 228(1–2), 4–25. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.03.045>
- Chaigneau, A., Dominguez, N., Eldin, G., Vasquez, L., Flores, R., Grados, C., & Echevin, V. (2013). Near-coastal circulation in the Northern Humboldt Current System from shipboard ADCP data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(10), 5251–

5266. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20328>

- Chaigneau, A., Le Texier, M., Eldin, G., Grados, C., & Pizarro, O. (2011). Vertical structure of mesoscale eddies in the eastern South Pacific Ocean: A composite analysis from altimetry and Argo profiling floats. *Journal of Geophysical Research*, *116*(C11), C11025. <https://doi.org/10.1029/2011JC007134>
- Chavez, F. P., & Messié, M. (2009). A comparison of Eastern Boundary Upwelling Ecosystems. *Progress in Oceanography*, *83*(1), 80–96. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.07.032>
- Chazen, C. R., Altabet, M. A., & Herbert, T. D. (2009). Abrupt mid-Holocene onset of centennial-scale climate variability on the Peru-Chile Margin. *Geophysical Research Letters*, *36*(18), L18704. <https://doi.org/10.1029/2009GL039749>
- Cheung, W. W. L., Lam, V. W. Y., Sarmiento, J. L., Kearney, K., Watson, R., & Pauly, D. (2009). Projecting global marine biodiversity impacts under climate change scenarios. *Fish and Fisheries*, *10*(3), 235–251. <https://doi.org/10.1111/j.1467-2979.2008.00315.x>
- Clark, P. U., Alley, R. B., & Pollard, D. (1999). Northern Hemisphere Ice-Sheet Influences on Global Climate Change. *Science*, *286*(5442), 1104–1111. <https://doi.org/10.1126/science.286.5442.1104>
- Clement, A. C., Cane, M. a., & Seager, R. (2001). An Orbitally Driven Tropical Source for Abrupt Climate Change*. *Journal of Climate*, *14*(11), 2369–2375. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<2369:AODTSF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<2369:AODTSF>2.0.CO;2)
- Clement, A., Seager, R., & Cane, M. (2000). Suppression of El Nino during the mid-Holocene by changes in the Earth's orbit. *Paleoceanography*, *15*(6), 731–737. <https://doi.org/10.1029/1999pa000466>
- Cocco, V., Joos, F., Steinacher, M., Frölicher, T. L., Bopp, L., Dunne, J., ... Tjiputra, J. (2013). Oxygen and indicators of stress for marine life in multi-model global warming projections. *Biogeosciences*, *10*(3), 1849–1868. <https://doi.org/10.5194/bg-10-1849-2013>
- Conte, M. H., Sicre, M. A., Rühlemann, C., Weber, J. C., Schulte, S., Schulz-Bull, D., & Blanz, T. (2006). Global temperature calibration of the alkenone unsaturation index (U 37k) in surface waters and comparison with surface sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *7*(2), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2005GC001054>
- Corrège, T., Delcroix, T., Récy, J., Beck, W., Cabioch, G., & Le Cornec, F. (2000). Evidence for stronger El Niño-Southern Oscillation (ENSO) events in a mid-Holocene massive coral. *Paleoceanography*, *15*(4), 465–470.

<https://doi.org/10.1029/1999PA000409>

- Costa, F., Scaillet, B., & Gourgaud, A. (2003). Massive atmospheric sulfur loading of the AD 1600 Huaynaputina eruption and implications for petrologic sulfur estimates. *Geophysical Research Letters*, *30*(2), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2002GL016402>
- Czeschel, R., Stramma, L., & Johnson, G. C. (2012). Oxygen decreases and variability in the eastern equatorial Pacific. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *117*(C11), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2012JC008043>
- Deser, C., Alexander, M., Xie, S.-P., & Phillips, A. (2010). Sea Surface Temperature Variability: Patterns and Mechanisms. *Annual Review of Marine Science*, *2*(1), 115–143. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120408-151453>
- Deser, C., & Wallace, J. M. (1990). Large-Scale Atmospheric Circulation Features of Warm and Cold Episodes in the Tropical Pacific. *Journal of Climate*, *3*(11), 1254–1281. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1990\)003<1254:LSACFO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1990)003<1254:LSACFO>2.0.CO;2)
- DeVries, T. J., & Wells, L. E. (1990). Thermally-anomalous Holocene molluscan assemblages from coastal Peru: evidence for paleographic, not climatic change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *81*(1–2), 11–32. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(90\)90037-8](https://doi.org/10.1016/0031-0182(90)90037-8)
- Dezileau, L., Ulloa, O., Hebbeln, D., Lamy, F., Reyss, J. L., & Fontugne, M. (2004). Iron control of past productivity in the coastal upwelling system off the Atacama Desert, Chile. *Paleoceanography*, *19*(3). <https://doi.org/10.1029/2004PA001006>
- Di Lorenzo, E. (2015). Climate science: The future of coastal ocean upwelling. *Nature*, *518*(7539), 310–311. <https://doi.org/10.1038/518310a>
- Diaz, H. F., & Bradlel, R. S. (2005). the Hadley Circulation : Present , Past and Future Advances in Global Change Research. In *The Hadley Circulation: Present, Past and Future* (pp. 1–5).
- Doering, K., Erdem, Z., Ehlert, C., Fleury, S., Frank, M., & Schneider, R. (2016). Changes in diatom productivity and upwelling intensity off Peru since the Last Glacial Maximum: Response to basin-scale atmospheric and oceanic forcing. *Paleoceanography*, *31*(10), 1453–1473. <https://doi.org/10.1002/2016PA002936>
- Duprey, N., Lazareth, C. E., Corrège, T., Le Cornec, F., Maes, C., Pujol, N., ... Cabioch, G. (2012). Early mid-Holocene SST variability and surface-ocean water balance in the southwest Pacific. *Paleoceanography*, *27*(4), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2012PA002350>
- Echevin, V., Albert, A., Lévy, M., Graco, M., Aumont, O., Piétri, A., & Garric, G. (2014). Intraseasonal variability of nearshore productivity in the Northern Humboldt Current

- System: The role of coastal trapped waves. *Continental Shelf Research*, 73, 14–30. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.11.015>
- Echevin, V., Aumont, O., Ledesma, J., & Flores, G. (2008). The seasonal cycle of surface chlorophyll in the Peruvian upwelling system: A modelling study. *Progress in Oceanography*, 79(2–4), 167–176. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.10.026>
- Echevin, V., Goubanova, K., Belmadani, A., & Dewitte, B. (2012a). Sensitivity of the Humboldt Current system to global warming: a downscaling experiment of the IPSL-CM4 model. *Climate Dynamics*, 38(3–4), 761–774. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1085-2>
- Echevin, V., Goubanova, K., Belmadani, A., & Dewitte, B. (2012b). Sensitivity of the Humboldt Current system to global warming: A downscaling experiment of the IPSL-CM4 model. *Climate Dynamics*, 38(3–4), 761–774. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1085-2>
- Ehlert, C., Grasse, P., & Frank, M. (2013). Changes in silicate utilisation and upwelling intensity off Peru since the Last Glacial Maximum – insights from silicon and neodymium isotopes. *Quaternary Science Reviews*, 72, 18–35. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.04.013>
- Emile-Geay, J., Cobb, K. M., Carré, M., Braconnot, P., Leloup, J., Zhou, Y., ... Tudhope, A. (2015a). Links between tropical Pacific seasonal, interannual and orbital variability during the Holocene. *Nature Geoscience*, 9(2), 168–173. <https://doi.org/10.1038/ngeo2608>
- Emile-Geay, J., Cobb, K. M., Carré, M., Braconnot, P., Leloup, J., Zhou, Y., ... Tudhope, A. (2015b). Links between tropical Pacific seasonal, interannual and orbital variability during the Holocene. *Nature Geoscience*, 9(2), 168–173. <https://doi.org/10.1038/ngeo2608>
- England, M. H., McGregor, S., Spence, P., Meehl, G. a, Timmermann, A., Cai, W., ... Santoso, A. (2014). Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus. *Nature Climate Change*, 4(3), 222–227. <https://doi.org/10.1038/nclimate2106>
- Erdem, Z., Schönfeld, J., Glock, N., Dengler, M., Mosch, T., Sommer, S., ... Eisenhauer, A. (2016). Peruvian sediments as recorders of an evolving hiatus for the last 22 thousand years. *Quaternary Science Reviews*, 137, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.01.029>
- Evans, M. N., Kaplan, A., & Cane, M. a. (2002). Pacific sea surface temperature field reconstruction from coral $\delta^{18}\text{O}$ data using reduced space objective analysis.

- Paleoceanography*, 17(1), 7-1-7-13. <https://doi.org/10.1029/2000PA000590>
- Fiedler, P. C., & Talley, L. D. (2006). Hydrography of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2-4), 143-180. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.008>
- Flato, G., Marotzke, J., Abiodun, B., Braconnot, P., Chou, S. C., Collins, W., ... Rummukainen, M. (2014). *Climate Change 2013 - The Physical Science Basis*. (Intergovernmental Panel on Climate Change, Ed.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324>
- Fleury Sophie. (2015). *Laminations sédimentaires et variabilité climatique et océanographique haute-fréquence sur la marge péruvienne*. Université de Bordeaux. Retrieved from <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01219170>
- Fontugne, M., Usselman, P., Lavallée, D., Julien, M., & Hatté, C. (1999). El Niño Variability in the Coastal Desert of Southern Peru during the Mid-Holocene. *Quaternary Research*, 52(2), 171-179. <https://doi.org/10.1006/qres.1999.2059>
- Forman, P. (2007). The Primacy of Science in Modernity, of Technology in Postmodernity, and of Ideology in the History of Technology. *History and Technology*, 23(1-2), 1-152. <https://doi.org/10.1080/07341510601092191>
- Garcia, H., Locarnini, R., Boyer, T., Antonov, T., Baranova, O., Zweng, M., & Johnson, D. (2010). *WORLD OCEAN ATLAS 2009 Volume 3: Dissolved Oxygen, Apparent Oxygen Utilization, and Oxygen Saturation*. (S. Levitus, Ed.), *World Ocean Atlas 2009* (NESDIS 70, Vol. 2). Washington, D.C: U.S. Government Printing Office.
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., & Marengo, J. (2009). Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4), 180-195. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.032>
- Gattuso, J.-P., Magnan, A., Bille, R., Cheung, W. W. L., Howes, E. L., Joos, F., ... Turley, C. (2015). Contrasting futures for ocean and society from different anthropogenic CO₂ emissions scenarios. *Science*, 349(6243), aac4722-aac4722. <https://doi.org/10.1126/science.aac4722>
- Gettelman, A., & Rood, R. B. (2016a). *Demystifying Climate Models* (Vol. 2). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-48959-8>
- Gettelman, A., & Rood, R. B. (2016b). Model Evaluation. In *Demystifying Climate Models* (pp. 161-176). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-662-48959-8_9

- Gill, A. E. (1980). Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106(449), 447–462. <https://doi.org/10.1002/qj.49710644905>
- Graco, M., Ledesma, J., Flores, G., Girón, M., Calienes, R., Guillén, O., & Lostaunau, N. (2007). Nutrientes, oxígeno y procesos biogeoquímicos en el sistema de surgencias de la corriente de Humboldt frente a Perú. *Rev. Peru. Biol*, 14(August), 117–128. Retrieved from [http://biblioimarpe.imarpe.gob.pe:8080/bitstream/handle/123456789/1051/BOL10\(1\).pdf?sequence=1%5Cnhttp://www.scielo.org.pe/pdf/rpb/v14n1/v14n01a21.pdf](http://biblioimarpe.imarpe.gob.pe:8080/bitstream/handle/123456789/1051/BOL10(1).pdf?sequence=1%5Cnhttp://www.scielo.org.pe/pdf/rpb/v14n1/v14n01a21.pdf)
- Grigoroudis, E., Kanellos, F., Kouikoglou, V. S., Phillis, Y. A., Grigoroudis, E., Kanellos, F., ... Phillis, Y. A. (2017). The Challenge of the Paris Agreement to Contain Climate Change The Challenge of the Paris Agreement to Contain Climate Change. *Intelligent Automation & Soft Computing*, 8587(March), 1–12. <https://doi.org/10.1080/10798587.2017.1292716>
- Gruber, N. (2011). Warming up, turning sour, losing breath: ocean biogeochemistry under global change. *Philosophical Transactions of the Royal Society a-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 369(1943), 1980–1996. <https://doi.org/10.1098/rsta.2011.0003>
- Gutiérrez, D., Akester, M., & Naranjo, L. (2016). Productivity and Sustainable Management of the Humboldt Current Large Marine Ecosystem under climate change. *Environmental Development*, 17, 126–144. <https://doi.org/10.1016/j.envdev.2015.11.004>
- Gutiérrez, D., Bertrand, A., Wosnitza-mendo, C., Dewitte, B., Purca, S., Peña, C., ... Guevara-Carrasco, R. (2011). Sensibilidad del sistema de afloramiento costero del Perú al cambio climático e implicancias ecológicas. *Revista Peruana Geo Atmosférica*, 24(3), 1–24.
- Hambrey, M. J. (1994). Climate modes of the phanerozoic. *Sedimentary Geology*, 90(3–4), 307–308. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(94\)90045-0](https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90045-0)
- Harrison, S. P., Bartlein, P. J., Izumi, K., Li, G., Annan, J., Hargreaves, J., ... Kageyama, M. (2015). Evaluation of CMIP5 palaeo-simulations to improve climate projections. *Nature Climate Change*, 5(8), 735–743. <https://doi.org/10.1038/nclimate2649>
- Haug, G. H., Hughen, K. a, Sigman, D. M., Peterson, L. C., & Röhl, U. (2001). Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science (New York, N.Y.)*, 293(5533), 1304–1308. <https://doi.org/10.1126/science.1059725>
- Hawkins, E., & Sutton, R. (2009). The Potential to Narrow Uncertainty in Regional Climate

- Predictions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(8), 1095–1107.
<https://doi.org/10.1175/2009BAMS2607.1>
- Hawkins, E., & Sutton, R. (2011). The potential to narrow uncertainty in projections of regional precipitation change. *Climate Dynamics*, 37(1–2), 407–418.
<https://doi.org/10.1007/s00382-010-0810-6>
- Henderson, G. M. (2002). New oceanic proxies for paleoclimate. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(1), 1–13. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00809-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00809-9)
- Hoegh-Guldberg, O., & Bruno, J. F. (2010). The Impact of Climate Change on the World's Marine Ecosystems. *Science*, 328(5985), 1523–1528.
<https://doi.org/10.1126/science.1189930>
- Indermühle, A., Stocker, T. F., Joos, F., Fischer, H., Smith, H. J., Wahlen, M., ... Stauffer, B. (1999). Holocene carbon-cycle dynamics based on CO₂ trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica. *Nature*, 398(6723), 121–126. <https://doi.org/10.1038/18158>
- Joussaume, S., & Braconnot, P. (1997). Sensitivity of paleoclimate simulation results to season definitions. *Journal of Geophysical Research*, 102(D2), 1943–1956.
<https://doi.org/10.1029/96JD01989>
- Karstensen, J., & Ulloa, O. (2009). Peru–Chile Current System. In *Encyclopedia of Ocean Sciences* (pp. 385–392). <https://doi.org/10.1016/B978-012374473-9.00599-3>
- Keefer, D. K., Moseley, M. E., & DeFrance, S. D. (2003). A 38 000-year record of floods and debris flows in the Ilo region of southern Peru and its relation to El Niño events and great earthquakes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194(1–3), 41–77. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00271-2](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00271-2)
- Kessler, W. S. (2006). The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2–4), 181–217. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.009>
- Knutti, R., Masson, D., & Gettelman, A. (2013). Climate model genealogy: Generation CMIP5 and how we got there. *Geophysical Research Letters*, 40(6), 1194–1199.
<https://doi.org/10.1002/grl.50256>
- Knutti, R., Rogelj, J., Sedláček, J., & Fischer, E. M. (2015). A scientific critique of the two-degree climate change target. *Nature Geoscience*, 9(1), 13–18.
<https://doi.org/10.1038/ngeo2595>
- Koutavas, A., DeMenocal, P. B., Olive, G. C., & Lynch-Stieglitz, J. (2006). Mid-Holocene El Niño–Southern Oscillation (ENSO) attenuation revealed by individual foraminifera in eastern tropical Pacific sediments. *Geology*, 34(12), 993.
<https://doi.org/10.1130/G22810A.1>
- Koutavas, A., & Joanides, S. (2012). El Niño–Southern Oscillation extrema in the Holocene

- and Last Glacial Maximum. *Paleoceanography*, 27(4), 1–15.
<https://doi.org/10.1029/2012PA002378>
- Koutavas, A., & Lynch-Stieglitz, J. (2004). Variability of the Marine ITCZ over the Eastern Pacific during the Past 30,000 Years. In H. Diaz & R. S. Bradley (Eds.), *The Hadley Circulation: Present, Past, and Future* (pp. 347–369). Dordrecht: Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-2944-8_13
- Koutavas, A., Lynch-Stieglitz, J., Marchitto, T. M., & Sachs, J. P. (2002). El Nino-Like Pattern in Ice Age Tropical Pacific Sea Surface Temperature. *Science*, 297(5579), 226–230. <https://doi.org/10.1126/science.1072376>
- Koutavas, A., & Sachs, J. P. (2008). Northern timing of deglaciation in the eastern equatorial Pacific from alkenone paleothermometry. *Paleoceanography*, 23(4), 1–10. <https://doi.org/10.1029/2008PA001593>
- Kraus, M. J. (1999). Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-Science Reviews*, 47(1–2), 41–70. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00026-4](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00026-4)
- L’Heureux, M. L., Lee, S., & Lyon, B. (2013). Recent multidecadal strengthening of the Walker circulation across the tropical Pacific. *Nature Climate Change*, 3(4), 1–6. <https://doi.org/10.1038/nclimate1840>
- Lamb, K. G. (2014). Internal Wave Breaking and Dissipation Mechanisms on the Continental Slope/Shelf. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 46(1), 231–254. <https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-011212-140701>
- Lau, W. K. M., & Kim, K.-M. (2015). Robust Hadley Circulation changes and increasing global dryness due to CO₂ warming from CMIP5 model projections. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 112(12), 201418682. <https://doi.org/10.1073/pnas.1418682112>
- Law, C. S., Brévière, E., De Leeuw, G., Garçon, V., Guieu, C., Kieber, D. J., ... Von Glasow, R. (2013). Evolving research directions in Surface Ocean-Lower Atmosphere (SOLAS) science. *Environmental Chemistry*, 10(1), 1–16. <https://doi.org/10.1071/EN12159>
- Lazareth, C. E., Bustamante Rosell, M. G., Turcq, B., Le Cornec, F., Mandeng-Yogo, M., Caquineau, S., & Cabioch, G. (2013). Mid-Holocene climate in New Caledonia (southwest Pacific): coral and PMIP models monthly resolved results. *Quaternary Science Reviews*, 69, 83–97. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.02.024>
- Lazareth, C. E., Le Cornec, F., Candaudap, F., & Freydier, R. (2013). Trace element heterogeneity along isochronous growth layers in bivalve shell: Consequences for

- environmental reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 373, 39–49. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.04.024>
- Levin, L. (2003). Oxygen minimum zone benthos: adaptation and community response to hypoxia. *Oceanography and Marine Biology: An Annual Review*, 41, 1–45. Retrieved from <http://books.google.com/books?hl=en&lr=&id=64crGFXWn5gC&oi=fnd&pg=PA1&dq=Oxygen+minimum+zone+benthos:+adaptation+and+community+response+to+hypoxia&ots=LXJDHtKi3-&sig=z7UbcIajtcoUDCFsxJFmjB7igaw>
- Levin, L. a., & Breitburg, D. L. (2015). Linking coasts and seas to address ocean deoxygenation. *Nature Climate Change*, 5(5), 401–403. <https://doi.org/10.1038/nclimate2595>
- Libes, S. M. (2009). *Introduction to marine biogeochemistry. Marine Chemistry*. [https://doi.org/10.1016/0304-4203\(93\)90016-H](https://doi.org/10.1016/0304-4203(93)90016-H)
- Lintner, B. R., Langenbrunner, B., Neelin, J. D., Anderson, B. T., Niznik, M. J., Li, G., & Xie, S.-P. (2016). Characterizing CMIP5 model spread in simulated rainfall in the Pacific Intertropical Convergence and South Pacific Convergence Zones. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(19), 11,590-11,607. <https://doi.org/10.1002/2016JD025284>
- Locarnini, R. A., Mishonov, A., Antonov, J., Boyer, T., Garcia, H., Baranova, O., ... Johnson, D. (2010). *WORLD OCEAN ATLAS 2009 Volume 1: Temperature*. (S. Levitus, Ed.), *World Ocean Atlas 2009* (NESDIS 68, Vol. 1). Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office.
- Mackas, D. L., & Strub, P. T. E. D. (2004). Chapter 2 . EASTERN OCEAN BOUNDARIES PAN-REGIONAL OVERVIEW (E). *The Sea, Volume 12*.
- Makou, M. C., Eglinton, T. I., Oppo, D. W., & Hughen, K. A. (2010). Postglacial changes in El Nino and La Nina behavior. *Geology*, 38(1), 43–46. <https://doi.org/10.1130/G30366.1>
- Mann, M. E. (2009). Defining dangerous anthropogenic interference. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(11), 4065–4066. <https://doi.org/10.1073/pnas.0901303106>
- Mann, M. E. (2014, March 18). False Hope. *Scientific American*, 310(4), 78–81. <https://doi.org/10.1038/scientificamerican0414-78>
- Mann, M. E., & Rutherford, S. (2002). Climate reconstruction using “Pseudoproxies.” *Geophysical Research Letters*, 29(10), 139-1-139–4. <https://doi.org/10.1029/2001GL014554>

- Masson-Delmotte, V., Schulz, M., Abe-Ouchi, A., Beer, J., Ganopolski, A., González Rouco, J. F., ... Rouco, J. F. G. (2013). Information from Paleoclimate Archives. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 383–464. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324>
- Mayle, F. E., Burbridge, R., & Killeen, T. J. (2000). Millennial-Scale Dynamics of Southern Amazonian Rain Forests. *Science*, 290(5500), 2291–2294. <https://doi.org/10.1126/science.290.5500.2291>
- McGee, D., Donohoe, A., Marshall, J., & Ferreira, D. (2014). Changes in ITCZ location and cross-equatorial heat transport at the Last Glacial Maximum, Heinrich Stadial 1, and the mid-Holocene. *Earth and Planetary Science Letters*, 390, 69–79. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.12.043>
- Mechoso, C. R., Robertson, a. W., Barth, N., Davey, M. K., Delecluse, P., Gent, P. R., ... Tribbia, J. J. (1995). The Seasonal Cycle over the Tropical Pacific in Coupled Ocean–Atmosphere General Circulation Models. *Monthly Weather Review*. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1995\)123<2825:TSCOTT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123<2825:TSCOTT>2.0.CO;2)
- Meehl, G. A., Arblaster, J. M., & Tebaldi, C. (2005). Understanding future patterns of increased precipitation intensity in climate model simulations. *Geophysical Research Letters*, 32(18), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2005GL023680>
- Messié, M., & Chavez, F. P. (2015). Seasonal regulation of primary production in eastern boundary upwelling systems. *Progress in Oceanography*, 134, 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.10.011>
- Meuser, E., Mooers, A. Ø., & Cleary, D. F. R. (2013). El Niño and Biodiversity A2 - Levin, Simon A BT - Encyclopedia of Biodiversity (Second Edition) (pp. 155–163). Waltham: Academic Press. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-384719-5.00235-5>
- Meyers, P. A. (1997). Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*, 27(5–6), 213–250. Retrieved from <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0146638097000491>
- Mollier-Vogel, E. (2012). *Peruvian Oxygen Minimum Zone dynamics during the last 18 000 years*. Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.
- Mollier-Vogel, E., Leduc, G., Bösch, T., Martinez, P., & Schneider, R. R. (2013). Rainfall response to orbital and millennial forcing in northern Peru over the last 18 ka. *Quaternary Science Reviews*, 76, 29–38. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.06.021>

- Montecino, V., Strub, P., Chavez, F., Thomas, A., Tarazona, J., & Baumgartner, T. (2005). *Chapter 10. Bio-physical interactions off western South-America. The Sea. The global coastal ocean: interdisciplinary regional studies and syntheses.*
- Montes, I., Colas, F., Capet, X., & Schneider, W. (2010). On the pathways of the equatorial subsurface currents in the eastern equatorial Pacific and their contributions to the Peru-Chile Undercurrent. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(9), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2009JC005710>
- Morón, O. (2011). Climatología de la salinidad superficial del mar frente a la costa peruana 1960-2008. *Instituto Del Mar Del Perú*, 38(1), 7–39.
- Mosch, T., Sommer, S., Dengler, M., Noffke, A., Bohlen, L., Pfannkuche, O., ... Wallmann, K. (2012). Factors influencing the distribution of epibenthic megafauna across the Peruvian oxygen minimum zone. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 68, 123–135. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2012.04.014>
- Nürnberg, D., Bösch, T., Doering, K., Mollier-Vogel, E., Raddatz, J., & Schneider, R. (2015). Sea surface and subsurface circulation dynamics off equatorial Peru during the last ~17 kyr. *Paleoceanography*, 30(7), 984–999. <https://doi.org/10.1002/2014PA002706>
- Obama, B. (2017). The irreversible momentum of clean energy. *Science*, 355(6321), 126–129. <https://doi.org/10.1126/science.aam6284>
- Oerder, V., Colas, F., Echevin, V., Codron, F., Tam, J., & Belmadani, A. (2015). Peru-Chile upwelling dynamics under climate change. *Journal of Geophysical Research C: Oceans*. <https://doi.org/10.1002/2014JC010299>
- Pennington, J. T., Mahoney, K. L., Kuwahara, V. S., Kolber, D. D., Calienes, R., & Chavez, F. P. (2006). Primary production in the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2–4), 285–317. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.012>
- Pfahl, S., O’Gorman, P. A., & Fischer, E. M. (2017). Understanding the regional pattern of projected future changes in extreme precipitation. *Nature Climate Change*, 7(6), 423–427. <https://doi.org/10.1038/nclimate3287>
- Philander, S. G. H., Gu, D., Halpern, D., Lambert, G., Lau, N. C., Li, T., & Pacanowski, R. C. (1996). Why the ITCZ is mostly north of the equator. *Journal of Climate*. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<2958:WTIIMN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<2958:WTIIMN>2.0.CO;2)
- Piotrowski, A. M., Goldstein, S. L., Hemming, S. R., & Fairbanks, R. G. (2004). Intensification and variability of ocean thermohaline circulation through the last deglaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, 225(1–2), 205–220.

<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.06.002>

- Planton, S. (2013). Annex III: Glossary, In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 1447–1466. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.031>
- Prado, L. F., Wainer, I., Chiessi, C. M., Ledru, M.-P., & Turcq, B. (2013). A mid-Holocene climate reconstruction for eastern South America. *Climate of the Past*, 9(5), 2117–2133. <https://doi.org/10.5194/cp-9-2117-2013>
- Rasmusson, E. M., & Carpenter, T. H. (1982). Variations in Tropical Sea Surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review*, 110(5), 354–384. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1982\)110<0354:VITSST>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1982)110<0354:VITSST>2.0.CO;2)
- Reimi, M. A., & Marcantonio, F. (2016). Constraints on the magnitude of the deglacial migration of the ITCZ in the Central Equatorial Pacific Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 453, 1–8. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.07.058>
- Rein, B., Lückge, A., Reinhardt, L., Sirocko, F., Wolf, A., & Dullo, W.-C. (2005). El Niño variability off Peru during the last 20,000 years. *Paleoceanography*, 20(4), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004PA001099>
- Reinhardt, L., Kudrass, H. R., Wiedicke, M., Wunderlich, J., & Wendt, G. (2002). High-resolution sediment echosounding off Peru: Late Quaternary depositional sequences and sedimentary structures of a current-dominated shelf. *Marine Geophysical Researches*, 23(4), 335–351. <https://doi.org/10.1023/A:1025781631558>
- Ruddiman, W. F. (2007). *Earth's Climate (Loose Leaf): Past and Future*. W. H. Freeman. Retrieved from <https://books.google.com.pe/books?id=QaUkAAAAQBAJ>
- Salvatteci, R., Field, D., Sifeddine, A., Ortlieb, L., Ferreira, V., Baumgartner, T., ... Gutierrez, D. (2014). Cross-stratigraphies from a seismically active mud lens off Peru indicate horizontal extensions of laminae, missing sequences, and a need for multiple cores for high resolution records. *Marine Geology*, 357, 72–89. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.07.008>
- Salvatteci, R., Gutierrez, D., Sifeddine, A., Ortlieb, L., Druffel, E., Boussafir, M., & Schneider, R. (2016). Centennial to millennial-scale changes in oxygenation and productivity in the Eastern Tropical South Pacific during the last 25,000 years. *Quaternary Science Reviews*, 131(November 2015), 102–117.

<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.10.044>

- Sandweiss, D. H., Maasch, K. A., Chai, F., Andrus, C. F. T., & Reitz, E. J. (2004). Geoarchaeological evidence for multidecadal natural climatic variability and ancient Peruvian fisheries. *Quaternary Research*, *61*(3), 330–334. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2004.02.008>
- Schmidt, G. A., Annan, J. D., Bartlein, P. J., Cook, B. I., Guilyardi, E., Hargreaves, J. C., ... Yiou, P. (2013). Using paleo-climate comparisons to constrain future projections in CMIP5. *Climate of the Past Discussions*, *9*(1), 775–835. <https://doi.org/10.5194/cpd-9-775-2013>
- Schmidt, G. A., Kelley, M., Nazarenko, L., Ruedy, R., Russell, G. L., Aleinov, I., ... Zhang, J. (2014). Configuration and assessment of the GISS ModelE2 contributions to the CMIP5 archive. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *6*(1), 141–184. <https://doi.org/10.1002/2013MS000265>
- Schneider, B., Leduc, G., & Park, W. (2010). Disentangling seasonal signals in Holocene climate trends by satellite-model-proxy integration. *Paleoceanography*, *25*(4), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2009PA001893>
- Schönfeld, J., Kuhnt, W., Erdem, Z., Flögel, S., Glock, N., Aquit, M., ... Holbourn, A. (2015). Records of past mid-depth ventilation: Cretaceous ocean anoxic event 2 vs. Recent oxygen minimum zones. *Biogeosciences*, *12*(4), 1169–1189. <https://doi.org/10.5194/bg-12-1169-2015>
- Seilles, B., Sanchez Goni, M. F., Ledru, M.-P., Urrego, D. H., Martinez, P., Hanquiez, V., & Schneider, R. (2016). Holocene land-sea climatic links on the equatorial Pacific coast (Bay of Guayaquil, Ecuador). *The Holocene*, *26*(4), 567–577. <https://doi.org/10.1177/0959683615612566>
- Seimon, A. (2003). Improving climatic signal representation in tropical ice cores: A case study from the Quelccaya Ice Cap, Peru. *Geophysical Research Letters*, *30*(14), 1772. <https://doi.org/10.1029/2003GL017191>
- Shanmugam, G. (2013). Comment on “Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record” by L. Pomar, M. Morsilli, P. Hallock, and B. Bádenas [Earth-Science Reviews, 111 (2012), 56–81]. *Earth-Science Reviews*, *116*(1), 195–205. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.09.004>
- Shin, S.-I., Sardeshmukh, P. D., Webb, R. S., Oglesby, R. J., & Barsugli, J. J. (2006). Understanding the Mid-Holocene Climate. *Journal of Climate*, *19*(12), 2801–2817. <https://doi.org/10.1175/JCLI3733.1>
- Stewart, R. H. (2008). *Introduction to physical oceanography*. Texas A & M University

Texas.

- Stramma, L., Johnson, G. C., Sprintall, J., & Mohrholz, V. (2008). Expanding oxygen-minimum zones in the tropical oceans. *Science (New York, N.Y.)*, *320*(5876), 655–658. <https://doi.org/10.1126/science.1153847>
- Stramma, L., Schmidtko, S., Levin, L. A., & Johnson, G. C. (2010a). Ocean oxygen minima expansions and their biological impacts. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, *57*(4), 587–595. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2010.01.005>
- Stramma, L., Schmidtko, S., Levin, L. A., & Johnson, G. C. (2010b). Ocean oxygen minima expansions and their biological impacts. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, *57*(4), 587–595. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2010.01.005>
- Strub, P. T., Combes, V., Shillington, F. A., & Pizarro, O. (2013). Chapter 14 - Currents and Processes along the Eastern Boundaries. In S. M. G. Gerold Siedler John Gould and John A. Church BT - International Geophysics (Ed.), *Ocean Circulation and Climate* (Vol. Volume 103, pp. 339–384). Academic Press. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-391851-2.00014-3>
- Strub, T., Mesías, J., Montecinos, V., Rutllant, J., & Salinas, S. (1998). Coastal ocean circulation off western South America. In A. Robinson & K. Brink (Eds.), *The sea* (pp. 273–313).
- Suess, E., Kulm, L. D., & Killingley, J. S. (1987). Coastal upwelling and a history of organic-rich mudstone deposition off Peru. *Geological Society, London, Special Publications*, *26*(1), 181–197. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.026.01.11>
- Sugiyama, M., Shiogama, H., & Emori, S. (2010). Precipitation extreme changes exceeding moisture content increases in MIROC and IPCC climate models. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *107*(2), 571–575. <https://doi.org/10.1073/pnas.0903186107>
- Sumaila, U. R., Cheung, W. W. L., Lam, V. W. Y., Pauly, D., & Herrick, S. (2011). Climate change impacts on the biophysics and economics of world fisheries. *Nature Climate Change*, *1*(9), 449–456. <https://doi.org/10.1038/nclimate1301>
- Takahashi, K. (2004). The atmospheric circulation associated with extreme rainfall events in Piura, Peru, during the 1997–1998 and 2002 El Niño events. *Annales Geophysicae*, *22*(11), 3917–3926. <https://doi.org/10.5194/angeo-22-3917-2004>
- Tarazona, J., & Arntz, W. (2001). *Coastal Marine Ecosystems of Latin America*. (U. Seeliger & B. Kjerfve, Eds.), *Current* (Vol. 144). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-04482-7>

- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. a. (2012a). An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), 485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. a. (2012b). An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), 485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>
- Thamdrup, B., Dalsgaard, T., & Revsbech, N. P. (2012). Widespread functional anoxia in the oxygen minimum zone of the Eastern South Pacific. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 65(November 2015), 36–45. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2012.03.001>
- The Royal Society, & National Academy of Sciences. (2014, February 26). Climate Change, 1–36. <https://doi.org/10.17226/18730>
- Timmermann, A., Sachs, J., & Timm, O. E. (2014). Assessing divergent SST behavior during the last 21 ka derived from alkenones and G. ruber -Mg/Ca in the equatorial Pacific. *Paleoceanography*, 29(6), 680–696. <https://doi.org/10.1002/2013PA002598>
- Tomczak, M., & Godfrey, J. S. (2013). *Regional oceanography: an introduction*. Elsevier.
- Treble, P. C., Chappell, J., & Shelley, J. M. G. (2005). Complex speleothem growth processes revealed by trace element mapping and scanning electron microscopy of annual layers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(20), 4855–4863. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.06.008>
- Vargas, G., Rutllant, J., & Ortlieb, L. (2006). ENSO tropical–extratropical climate teleconnections and mechanisms for Holocene debris flows along the hyperarid coast of western South America (17°–24°S). *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3–4), 467–483. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.022>
- Vecchi, G. a., & Soden, B. J. (2007). Global warming and the weakening of the tropical circulation. *Journal of Climate*, 20(17), 4316–4340. <https://doi.org/10.1175/JCLI4258.1>
- Vecchi, G. A., Soden, B. J., Wittenberg, A. T., Held, I. M., Leetmaa, A., & Harrison, M. J. (2006). Weakening of tropical Pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing. *Nature*, 441(7089), 73–76. <https://doi.org/10.1038/nature04744>
- Verosub, K. L., & Lippman, J. (2008). Global Impacts of the 1600 Eruption of Peru’s Huaynaputina Volcano. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 89(15), 141. <https://doi.org/10.1029/2008EO150001>
- Vialard, J. (2015). Ocean science: Hiatus heat in the Indian Ocean. *Nature Geoscience*, 8(6), 423–424. <https://doi.org/10.1038/ngeo2442>

- Voldoire, A., Sanchez-Gomez, E., Salas y Mélia, D., Decharme, B., Cassou, C., Sénési, S., ... Chauvin, F. (2013). The CNRM-CM5.1 global climate model: Description and basic evaluation. *Climate Dynamics*, 40(9–10), 2091–2121. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1259-y>
- Wang, C., & Fiedler, P. C. (2006). ENSO variability and the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2–4), 239–266. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.004>
- Wanner, H., Beer, J., Butikofer, J., Crowley, T. J., Cubasch, U., Fluckiger, J., ... Widmann, M. (2008). Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 27(19–20), 1791–1828. <https://doi.org/DOI.10.1016/j.quascirev.2008.06.013>
- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T. J., Cubasch, U., Flückiger, J., ... Widmann, M. (2008). Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 27(19–20), 1791–1828. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.06.013>
- Watanabe, S., Hajima, T., Sudo, K., Nagashima, T., Takemura, T., Okajima, H., ... Kawamiya, M. (2011). MIROC-ESM: model description and basic results of CMIP5-20c3m experiments. *Geoscientific Model Development Discussions*, 4(2), 1063–1128. <https://doi.org/10.5194/gmdd-4-1063-2011>
- Webster, P. J. (2004). The Elementary Hadley Circulation. In *Hadley Circulation: Present, Past and Future* (Vol. 21, pp. 9–60). https://doi.org/10.1007/978-1-4020-2944-8_2
- Wefer, G., Berger, W. H., Bijma, J., & Fischer, G. (1999). Clues to Ocean History: a Brief Overview of Proxies. In *Use of Proxies in Paleoceanography* (pp. 1–68). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-58646-0_1
- William F. Ruddiman. (2008). *Earth's Climate: Past and Future*. (W. H. and C. Freeman, Ed.) (Second). New York: Clanc Marshall.
- Worm, B., Barbier, E. B., Beaumont, N., Duffy, J. E., Folke, C., Halpern, B. S., ... Watson, R. (2006). Impacts of Biodiversity Loss on Ocean Ecosystem Services. *Science*, 314(5800), 787–790. <https://doi.org/10.1126/science.1132294>
- Xie, P., & Arkin, P. A. (1997). Global Precipitation: A 17-Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Outputs. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(11), 2539–2558. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078<2539:GPAYMA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<2539:GPAYMA>2.0.CO;2)
- Xu, X., Segschneider, J., Schneider, B., Park, W., & Latif, M. (2015). Oxygen minimum zone variations in the tropical Pacific during the Holocene. *Geophysical Research*

Letters, 42(20), 8530–8537. <https://doi.org/10.1002/2015GL064680>

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L. C., Thomas, E., & Billups, K. (2001). Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, 292(5517), 686–693. <https://doi.org/10.1126/science.1059412>

Zhang, R., Jiang, D. B., Liu, X. D., & Tian, Z. P. (2012). Modeling the climate effects of different subregional uplifts within the Himalaya-Tibetan Plateau on Asian summer monsoon evolution. *Chinese Science Bulletin*, 57(35), 4617–4626. <https://doi.org/10.1007/s11434-012-5284-y>

VIII. ANEXOS

ANEXO 1

Temperatura Superficial del Mar (TSM)

Magnitudes y Diferencias para HM, 4CO₂ y PI

Modelos	ANUAL										VERANO										INVIERNO									
	Norte					Sur					Norte					Sur					Norte					Sur				
	HM	PI	4CO2	Diferencia anual HM - PI	Diferencia anual 4CO2 - PI	HM	PI	4CO2	Diferencia anual HM - PI	Diferencia anual 4CO2 - PI	HM	PI	4CO2	Diferencia verano HM - PI	Diferencia verano 4CO2 - PI	HM	PI	4CO2	Diferencia verano HM - PI	Diferencia verano 4CO2 - PI	HM	PI	4CO2	Diferencia invierno HM - PI	Diferencia invierno 4CO2 - PI	HM	PI	4CO2	Diferencia verano HM - PI	Diferencia verano 4CO2 - PI
CNRM-CM5	26.87	27	30.71	-0.13	3.71	22.6	22.75	27.37	-0.15	4.62	26.94	27.67	31.37	-0.73	3.7	24.7	25.49	30.41	-0.79	4.92	27.01	26.56	30.06	0.45	3.5	20.85	20.23	24.21	0.62	3.98
GISS-E2-R	27.7	27.55	30.26	0.15	2.71	22.19	21.59	24.83	0.6	3.24	28.04	28.32	31.05	-0.28	2.73	23.9	23.72	27.06	0.18	3.34	27.3	26.76	29.49	0.54	2.73	20.33	19.41	22.63	0.92	3.22
HADGE M2-CC	24.44	24.37	na	0.07	na	23.33	23.46	na	-0.13	na	24.45	24.55	na	-0.1	na	24.28	24.58	na	-0.3	na	24.18	24.07	na	0.11	na	22.54	22.42	na	0.12	na
HADGE M2-ES	24.57	24.42	29.84	0.15	5.42	23.58	23.45	29.16	0.13	5.71	25.08	25.16	30.26	-0.08	5.1	25.12	25.47	30.4	-0.35	4.93	24.21	23.85	29.4	0.36	5.55	22.05	21.59	27.87	0.46	6.28
IPSL-CM5A-LR	27.43	27.63	31.87	-0.2	4.24	19.68	20.17	24.81	-0.49	4.64	26.97	27.84	32.07	-0.87	4.23	21.25	22.18	26.91	-0.93	4.73	27.07	26.7	31.01	0.37	4.31	18.06	18.18	22.46	-0.12	4.28
MIROC-ESM	25.32	25.89	30.47	-0.57	4.58	22.99	23.75	28.77	-0.76	5.02	24.84	25.88	30.26	-1.04	4.38	23.9	24.76	29.74	-0.86	4.98	25.42	25.57	30.58	-0.15	5.01	22	22.65	27.72	-0.65	5.07
MPI-ESM-P	24	24.39	29.13	-0.39	4.74	17.6	18.08	23.76	-0.48	5.68	24.17	24.97	30.34	-0.8	5.37	18.75	19.58	24.94	-0.83	5.36	23.44	23.46	27.59	-0.02	4.13	16.8	16.92	22.63	-0.12	5.71
MRI-CGCM3	24.12	24.53	28.06	-0.41	3.53	19.11	19.6	23.48	-0.49	3.88	24.88	25.75	29.27	-0.87	3.52	20.26	21.19	25.05	-0.93	3.86	23.69	23.45	26.88	0.24	3.43	18.02	18	21.92	0.02	3.92

ANEXO 2

Precipitación (PR)

Magnitudes y Diferencias para HM, 4CO₂ y PI

Modelos CMIP5	ANUAL										VERANO										INVIERNO									
	Norte					Sur					Norte					Sur					Norte					Sur				
	HM	PI	4CO2	Difere ncia anual HM - PI	Difere ncia anual 4CO2 - PI	HM	PI	4CO2	Difere ncia anual HM - PI	Difere ncia anual 4CO2 - PI	HM	PI	4CO2	verano HM - PI	verano 4CO2 - PI	HM	PI	4CO2	verano HM - PI	verano 4CO2 - PI	HM	PI	4CO2	Difere ncia invierno HM - PI	Difere ncia invierno 4CO2 - PI	HM	PI	4CO2	verano HM - PI	verano 4CO2 - PI
CNRM-CM5	3.806	3.948	5.524	-0.142	1.576	4.137	4.127	5.787	0.01	1.66	5.327	6.163	9.28	-0.836	3.117	5.95	6.501	10.7	-0.551	4.199	2.678	2.206	2.5	0.472	0.294	1.956	1.755	1.689	0.201	-0.066
FGOALS-s2	6.199	6.606	na	-0.407	0	2.328	2.158	na	0.17	0	11.17	12.18	na	-1.01	0	4.403	3.932	na	0.471	0	1.533	1.558	na	-0.025	na	0.436	0.492	na	-0.056	na
GISS-E2-R	5.608	5.408	6.887	0.2	1.479	2.111	1.937	2.746	0.174	0.809	7.104	8.167	10.1	-1.063	1.933	2.668	2.555	3.552	0.113	0.997	4.463	3.444	4.194	1.019	0.75	1.664	1.267	1.758	0.397	0.491
HADGEM2-CC	4.084	4.296	na	-0.212	0	2.688	2.665	na	0.023	0	5.719	6.293	na	-0.574	0	4.734	4.988	na	-0.254	0	2.324	2.316	na	0.008	na	1.553	1.215	na	0.338	na
IPSL-CM5A-LR	10.37	11.04	13.85	-0.67	2.81	2.104	2.272	3.152	-0.168	0.88	15.88	18.1	21.86	-2.22	3.76	4.352	4.782	6.642	-0.43	1.86	3.315	2.286	3.76	1.029	1.474	0.1926	0.1626	0.1704	0.03	0.0078
MIROC-ESM	7.319	7.715	8.474	-0.396	0.759	4.065	4.016	5.693	0.049	1.677	10.01	10.68	11.39	-0.67	0.71	7.514	7.393	9.736	0.121	2.343	5.314	5.398	5.522	-0.084	0.124	2.153	1.689	1.968	0.464	0.279
MPI-ESM-P	2.274	2.436	4.378	-0.162	1.942	2.132	1.924	2.278	0.208	0.354	3.245	3.573	8.512	-0.328	4.939	4.246	3.837	4.417	0.409	0.58	1.873	1.386	1.146	0.487	-0.24	1.07	0.7942	0.8163	0.2758	0.0221
MRI-CMCG3	6.278	7.556	10.06	-1.278	2.504	2.787	2.975	3.755	-0.188	0.78	10.13	13.08	19.27	-2.95	6.19	4.583	5.226	7.055	-0.643	1.829	2.932	2.393	2.125	0.539	-0.268	1.298	1.166	0.9347	0.132	0.2313

ANEXO 3

Productividad Integrada (INTPP)

Magnitudes y Diferencias para HM, 4CO₂ y PI

Modelos CMIP5	ANUAL										VERANO										INVIERNO									
	Norte					Sur					Norte					Sur					Norte					Sur				
	HM	PI	4CO2	Difere ncia anual HM - PI	Difere ncia anual 4CO2 - PI	HM	PI	4CO2	Difere ncia anual HM - PI	Difere ncia anual 4CO2 - PI	HM	PI	4CO2	Difere ncia anual HM - PI	Difere ncia anual 4CO2 - PI	HM	PI	4CO2	Difere ncia anual HM - PI	Difere ncia anual 4CO2 - PI	HM	PI	4CO2	Difere ncia anual HM - PI	Difere ncia anual 4CO2 - PI	HM	PI	4CO2	Difere ncia anual HM - PI	Difere ncia anual 4CO2 - PI
HADGEM2-CC	1.075	1.017	na	0.058	na	1.26	1.221	na	0.039	na	1.003	0.9506	na	0.0524	na	1.244	1.125	na	0.119	na	1.094	0.9782	na	0.1158	na	1.189	1.207	na	-0.018	na
HADGEM2-ES	1.072	1.014	0.9535	0.058	0.0605	1.236	1.195	1.014	0.041	-0.181	0.9901	0.969	0.8108	0.0211	0.1582	1.198	1.134	0.9603	0.064	0.1737	1.073	0.9623	1.038	0.1107	0.0757	1.188	1.165	1.01	0.023	-0.155
IPSL-CM5A-LR	0.8087	0.8321	0.7426	0.0234	0.0895	1.377	1.361	1.305	0.016	-0.056	0.7507	0.756	0.6855	0.0053	0.0705	1.297	1.324	1.248	-0.027	-0.076	0.913	0.9468	0.7856	0.0338	0.1612	1.451	1.381	1.373	0.07	-0.008
MIROC-ESM	0.7215	0.7127	0.4638	0.0088	0.2489	1.417	1.425	0.7925	-0.008	0.6325	0.7782	0.7601	0.5601	0.0181	-0.2	1.546	1.631	0.7934	-0.085	0.8376	0.7698	0.7558	0.416	0.014	0.3398	1.273	1.262	0.7733	0.011	0.4887

ANEXO 4

Concentración Mínima de Oxígeno (O2MIN)

Magnitudes y Diferencias para HM, 4CO₂ y PI

Modelos CMIP5	ANUAL										VERANO										INVIERNO									
	Norte					Sur					Norte					Sur					Norte					Sur				
	HM	PI	4CO2	Diferencia anual HM - PI	Diferencia anual 4CO2 - PI	HM	PI	4CO2	Diferencia anual HM - PI	Diferencia anual 4CO2 - PI	HM	PI	4CO2	Diferencia verano HM - PI	Diferencia verano 4CO2 - PI	HM	PI	4CO2	Diferencia verano HM - PI	Diferencia verano 4CO2 - PI	HM	PI	4CO2	Diferencia invierno HM - PI	Diferencia invierno 4CO2 - PI	HM	PI	4CO2	Diferencia verano HM - PI	Diferencia verano 4CO2 - PI
HADGEM2-CC	0.5223	0.5219	na	0.0004	na	0.1234	0.192	na	-0.0686	na	0.5172	0.5184	na	-0.0012	na	0.1152	0.1829	na	-0.0677	na	0.5255	0.5246	na	0.0009	na	0.135	0.2058	na	-0.0708	na
HADGEM2-ES	0.4593	0.4481	0.3656	0.0112	-0.0825	0.0988	0.1411	0.0758	0.0422	0.0652	0.454	0.4456	0.3613	0.0084	-0.0843	0.0923	0.1338	0.0723	0.0414	0.0614	0.4631	0.4506	0.3688	0.0125	-0.0818	0.1075	0.153	0.0812	0.0717	
IPSL-CM5A-LR	0.8504	0.8514	0.6306	-0.001	-0.2208	0.8853	0.9144	0.8167	-0.0291	-0.0977	0.849	0.8578	0.6318	-0.0088	-0.226	0.8674	0.8942	0.7927	-0.0268	-0.1015	0.8637	0.8585	0.6428	0.0052	-0.2157	0.9033	0.9339	0.8373	-0.0306	-0.0966