



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

Variabilidad climática del vapor de agua en la estratosfera baja

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
JULIO GÓMEZ CAMACHO

Directora de Tesis:

Dra. Paulina Ordóñez Pérez
Centro de Ciencias de la Atmósfera



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

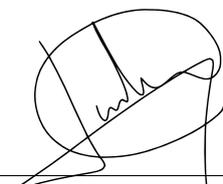
DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Declaración de Autoría

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales



LCT Julio Gómez Camacho

Resumen

El vapor de agua es uno de los gases de efecto invernadero más importantes en la atmósfera, pues ejerce un forzamiento radiativo en gran medida, además de que se encuentra involucrado en una amplia variedad de fenómenos meteorológicos. En la estratosfera baja, el vapor de agua se encuentra en bajas concentraciones y exhibe variabilidad en diferentes escalas espacio-temporales que pueden estar determinadas por diferentes procesos. En el presente trabajo se estudia la relación estadística que guarda el vapor de agua en la estratosfera baja (100 hPa) con diferentes modos climáticos y algunos fenómenos de convección. Para ello, se hace uso de un modelo de regresión lineal múltiple en el que se utilizan los mejores datos de re-análisis posibles al compararlos con las observaciones satelitales disponibles. Los resultados revelan que sin duda, el principal mecanismo que determina la cantidad de vapor de agua a lo largo de la capa de la tropopausa tropical es la variabilidad de la temperatura en ese nivel, pero actúa en sintonía con los modos climáticos. En el caso de ENSO, tanto los eventos Modoki como los clásicos, sobre la región de convección activa se presenta una deshidratación importante. La QBO muestra una señal de humedecimiento consistente a lo largo del cinturón tropical, sin embargo en valores netos es menor en comparación con ENSO. Los monzones por otra parte, muestran principalmente señales de deshidratación sobre las regiones activas; a excepción del monzón del Pacífico noroeste. La convección de los ciclones tropicales muestra regiones de humedecimiento de la estratosfera baja sobre las regiones de actividad en la estación respectiva.

Agradecimientos

Ha sido un camino tardado y con unos cuantos baches, pero se ha logrado... lo hemos logrado... este es un esfuerzo en conjunto con todas las personas que me rodean.

Siempre amaré y estaré infinitamente agradecido con mis padres Lulú y Pepe, gracias a ellos siempre he podido lograr todo lo que me proponga, siendo este trabajo un paso más, dedicado para ellos. Seguidamente de mis hermanos Greta y Pepin, que han sido dos increíbles personas con las cuales he compartido la existencia, los mejores maestros de vida que alguien puede tener.

Por otra parte esta Paola, el amor de mi vida, que siempre ha estado a mi lado alentándome y amándome incondicionalmente. Por esto y más te agradezco, dedico ésta gran hazaña que he logrado a tu lado. Junto con ella agradezco a mi segunda familia: Tere, Aurelio y Diego, siempre los llevaré en mi corazón, agradeciendo todo lo que han hecho por mi, gracias a ustedes este trabajo se ha logrado y son parte de él.

Especial mención a mis amigos que son hermanos de otra madre: Ana, Javier, Juan, Ricardo, Agustín, Alexis y Orlando. Siempre han estado para apoyarme y aconsejarme. Finalmente agradezco infinitamente a mi tutora la Dra. Paulina Ordóñez por ser siempre tan considerada y certera, sin duda una gran persona. En conjunto con el especial grupo de académicos que han aportado tanto a este trabajo: Dr. Francisco Estrada, Dra. Cristina Peña, Dr. Pedro Ribera y Dr. Arturo Quintanar. Además de contar con el apoyo del proyecto PAPIIT IN116120 'Caracterización climática y sinóptica de las olas de calor en México'.

Índice general

Declaración de Autoría	I
Agradecimientos	III
Índice de Figuras	VI
Índice de Tablas	IX
Acrónimos	X
1. Introducción	1
1.1. Características de la estratosfera	1
1.2. Vapor de agua en la estratosfera	3
1.2.1. Temperatura de la tropopausa tropical	7
1.2.2. QBO	7
1.2.3. ENSO	9
1.2.4. Convección tropical	10
1.3. Antecedentes	10
1.4. Objetivos	15
2. Datos y métodos	16
2.1. Datos	16
2.2. Índices climáticos	19
2.3. Método de regresión lineal multivariada	21
2.4. Pruebas sobre los supuestos de regresión lineal	24
3. Resultados y discusión	28
3.1. Comparación de productos de reanálisis	28
3.2. Análisis de regresión univariada	41
3.3. Análisis de regresión multivariada	61
3.3.1. Pruebas estadísticas	78

4. Resumen y conclusiones	80
A. Figuras auxiliares	84
Bibliografía	86

Índice de figuras

1.1.	Perfil térmico vertical de la atmósfera. (Noël, 2012)	2
1.2.	Esquema transversal de ambas ramas de la circulación de Brewer-Dobson (Schoeberl and Hartmann, 1991).	4
1.3.	Climatología mensual del promedio de vapor de agua en 100 hPa desde mayo (a) hasta agosto (d) derivados de las mediciones del <i>Microwave Limb Sounder</i> 2005-2013 (Randel et al., 2015).	5
1.4.	Procesos atmosféricos que tienen lugar en la capa tropical de la tropopausa (Fueglistaler, 2009).	6
1.5.	Variabilidad interanual del vapor de agua estratosférico de observaciones de 83 hPa comparado con la variación interanual de la temperatura del punto frío tropical. Las líneas negras son datos obtenidos de radiosondeos y la línea roja son datos satelitales obtenidos mediante radio ocultación (Randel and Jensen, 2013).	8
3.1.	Histogramas de la distribución de los datos del reanálisis MERRA (arriba izquierda), reanálisis ERA-i (abajo izquierda) y observaciones MLS (centro izquierda) durante las diferentes estaciones del año desde 2005 hasta 2015, a la derecha se muestran los gráficos de las estaciones correspondientes por separado.	30
3.2.	Variabilidad interanual de las anomalías del vapor de agua durante 2005-2015 en el nivel de 100 hPa. MERRA (azul), ERA-i (naranja) y MLS (amarillo).	32
3.3.	Ciclo estacional de las anomalías del vapor de agua durante 2005-2015 en 100 hPa de los reanálisis MERRA (azul) y ERA-i (naranja), así como en las observaciones de MLS (amarillo).	33
3.4.	Gráfico de caja de la distribución de los datos de vapor de agua durante 2005-2015 en 100 hPa de ambos reanálisis y los datos satelitales. MERRA (izquierda), MLS (centro) y ERA-i (derecha).	34
3.5.	Climatología 2005-2015 del vapor de agua en 100 hPa del reanálisis MERRA (arriba), MLS (centro) y ERA-i (abajo), para los meses de primavera (AMJ)	36
3.6.	Climatología 2005-2015 del vapor de agua en 100 hPa del reanálisis MERRA (arriba), MLS (centro) y ERA-i (abajo), para los meses de verano (JAS)	38

3.7. Climatología 2005-2015 del vapor de agua en 100 hPa del reanálisis MERRA (arriba), MLS (centro) y ERA-i (abajo), para los meses de otoño (OND)	39
3.8. Climatología 2005-2015 del vapor de agua en 100 hPa del reanálisis MERRA (arriba), MLS (centro) y ERA-i (abajo), para los meses de invierno (EFM)	40
3.9. Coeficientes estimados de la regresión univariable con el índice T_{100} durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno. Los contornos indican las regiones de significancia estadística.	42
3.10. Coeficientes de determinación de la regresión univariable con el índice T_{100} durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno.	44
3.11. Coeficientes estimados de la regresión univariable con el índice MEI durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno. Los contornos indican las regiones de significancia estadística.	46
3.12. Coeficientes de determinación de la regresión univariable con el índice MEI durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno.	48
3.13. Coeficientes estimados de la regresión univariable con el índice EMI durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno. Los contornos indican las regiones de significancia estadística.	50
3.14. Coeficientes de determinación de la regresión univariable con el índice EMI durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno.	51
3.15. Coeficientes estimados de la regresión univariable con el índice QBO durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno. Los contornos indican las regiones de significancia estadística.	53
3.16. Coeficientes de determinación de la regresión univariable con el índice QBO durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno.	54
3.17. Coeficientes estimados de la regresión univariable con el índice ACE durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno. Los contornos indican las regiones de significancia estadística	56
3.18. Coeficientes de determinación de la regresión univariable con el índice ACE durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno.	58
3.19. Coeficientes estimados de la regresión univariable con el índice del monzón de la India, del Pacífico noroeste y de Australia durante su respectivo verano. Los contornos indican las regiones de significancia estadística	59
3.20. Coeficientes de determinación de la regresión univariable con el índice del monzón de la India, del Pacífico noroeste y de Australia durante su respectivo verano.	60
3.21. Coeficientes estimados del índice T_{100} en la regresión multivariada durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno. Los contornos indican las regiones de significancia estadística	62

3.22. Coeficientes estimados del índice MEI en la regresión multivariada durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno. Los contornos indican las regiones de significancia estadística	64
3.23. Coeficientes estimados del índice EMI en la regresión multivariada durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno. Los contornos indican las regiones de significancia estadística	67
3.24. Coeficientes estimados del índice QBO en la regresión multivariada durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno. Los contornos indican las regiones de significancia estadística	69
3.25. Coeficientes estimados del índice ACE en la regresión multivariada durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno. Los contornos indican las regiones de significancia estadística	72
3.26. Coeficientes estimados del índice de los monzones de la India, Pacífico noroeste y Australia en la regresión multivariada durante su respectivo verano. Los contornos indican las regiones de significancia estadística	74
3.27. Coeficientes de determinación en la regresión multivariada durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno. Los contornos indican las regiones de significancia estadística	77
A.1. Climatología de verano del flujo de masa ascendente de convección húmeda del producto MERRA	84
A.2. Climatología de invierno del flujo de masa ascendente de convección húmeda del producto MERRA	85

Índice de tablas

3.1. Resumen de las regresiones univariadas con la temperatura en 100 hPa.	44
3.2. Resumen de las regresiones univariadas con ENSO.	47
3.3. Resumen de las regresiones univariadas con ENSO Modoki.	50
3.4. Resumen de las regresiones univariadas con la oscilación cuasi-bienal. .	55
3.5. Resumen de las regresiones univariadas con la energía ciclónica acumulada.	57
3.6. Resumen de las regresiones univariadas con los monzones.	61
3.7. Resumen de las regresiones multivariadas con la temperatura a 100 hPa.	63
3.8. Resumen de las regresiones multivariadas con ENSO.	65
3.9. Resumen de las regresiones multivariadas con el índice EMI.	68
3.10. Resumen de las regresiones multivariadas con la oscilación cuasi-bienal.	70
3.11. Resumen de las regresiones multivariadas con la energía ciclónica acumulada.	73
3.12. Resumen de las regresiones multivariadas con los índices de monzones.	76
3.13. Coeficientes de determinación de las regresiones multivariadas en cada estación.	78
3.14. Porcentaje de regresiones multivariadas que rompen con cada supuesto. Las celdas en color rojo indican aquellos casos que rebasan el 20 %. El total de las regresiones es de 18,432.	79

Acrónimos

ACE	Energía ciclónica acumulada
ARCH	Heterosceasticidad condicional autoregresiva
AD	Prueba Anderson-Darling
BG	Prueba Breusch-Godfrey
ECMWF	Centro europeo para el pronóstico del clima a mediano plazo
EMI	Índice ENSO Modoki
ENSO	El Niño - oscilación del sur
ERA-I	Reanálisis ERA-Interim del ECMWF
EOS	Sistema de observación de la Tierra
GEOS5	El modelo Goddard del sistema de observación de la Tierra, versión 5
GMAO	Oficina de Asimilación y Modelado Global
JB	Prueba Jaruqe-Bera
MEI	Índice multivariado de ENSO
MERRA	Análisis retrospectivo de la era moderna para investigación y aplicaciones
MLS	Sonda de extremidades de microondas
NASA	Administración nacional espacial y aeronáutica
SE	Significancia estadística
T_{100}	Temperatura media en 100 hPa
ppm	Partículas por millón
QBO	Oscilación quasi-bienal

Capítulo 1

Introducción

A continuación, se describirán algunos aspectos teóricos de la estratosfera y sus componentes que son relevantes para este proyecto. Seguidamente se expondrán los antecedentes del trabajo y los objetivos del mismo. Seguido a esto, en el capítulo 2 se explicarán detalladamente los métodos de análisis, así como los datos a utilizar y el tratamiento de los mismos. Posteriormente en el capítulo 3 se detallarán los resultados obtenidos, así como el contraste entre ellos, para finalizar en el capítulo 4 con un resumen y las conclusiones de este trabajo que busca explicar cuantitativamente el cambio en la concentración del vapor de agua en la estratosfera baja respecto a los factores climáticos más importantes en la región.

1.1. Características de la estratosfera

La estratosfera es el nivel de la atmósfera que comienza entre los 10 y 15 km aproximadamente, en ella se encuentra contenido cerca del 90 % del ozono atmosférico y gracias a la absorción de radiación ultravioleta por parte del ozono es que la temperatura en la estratosfera va aumentando conforme la altitud también lo hace (Figura 1.1).

Esta capa de la atmósfera se considera una región estable y con movimientos verticales débiles o lentos, sin embargo, tiene características dinámicas importantes: principalmente la propagación ascendente de ondas atmosféricas, además de la expansión/compresión de parcelas al desplazarse verticalmente.

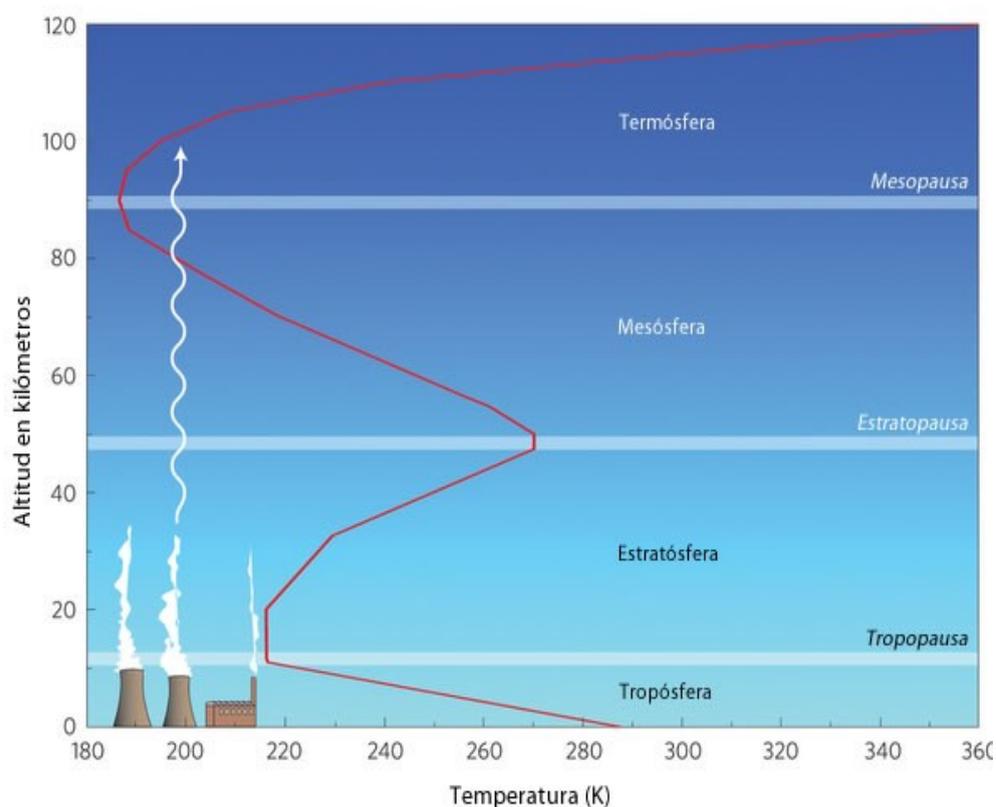


FIGURA 1.1: Perfil térmico vertical de la atmósfera. (Noël, 2012)

Las principales ondas presentes en el movimiento estratosférico son las ondas de Rossby, las cuales son ondas planetarias cuasi-estacionarias que surgen gracias a la rotación planetaria. Su propagación vertical sólo puede ocurrir en la presencia de vientos del oeste y conforme se van propagando en la altura es posible que las ondas experimenten un rompimiento cuando la vorticidad potencial ya no se vea conservada. Esto ocasiona que la actividad de las ondas de Rossby se propague hacia arriba y hacia el ecuador, y el rompimiento ocurre en la cercanía de la línea ecuatorial. Además de estas ondas, existen ondas de Kelvin y de gravedad que se propagan verticalmente en la estratosfera ecuatorial.

La circulación estratosférica es característicamente zonal y durante los meses de invierno de cada hemisferio los vientos del oeste son más intensos. En las latitudes polares, la circulación de los vientos es ciclónica y cerrada, formando un vórtice. De la intensidad del vórtice dependerá también la de los vientos, así como las bajas temperaturas en la región. Al calentarse con el paso de las estaciones del año, los vientos van debilitándose y cambiando de dirección. La conformación de los vientos condiciona la propagación de ondas de Rossby hacia la estratosfera; solo aquellas con una gran longitud de onda son capaces de propagarse en la estratosfera durante invierno en el hemisferio correspondiente cuando los vientos son predominantemente del oeste (Charney and Drazin, 1961).

En cuanto a los movimientos verticales adiabáticos en la estratosfera, estos se deben a una circulación que transporta masa conocida como circulación Brewer-Dobson (Figura 1.2). Esta circulación, que está forzada por la disipación de ondas, consta de dos ramas; la rama somera en la baja estratosfera con ascensos en el trópico y descensos en latitudes medias y la rama profunda con ascensos en el trópico hasta la alta estratosfera y descenso en latitudes altas.

Debido a esto, la respuesta de la troposfera a la estratosfera dependerá de la variabilidad en la baja estratosfera, así como de la interacción entre los *eddies* y el flujo medio en la troposfera (Gerber et al., 2010).

1.2. Vapor de agua en la estratosfera

El vapor de agua es uno de los gases traza más interesantes dentro de la atmósfera, se concentra principalmente en la troposfera formando parte de gran número de fenómenos meteorológicos, además de tener un gran impacto sobre el balance térmico de la atmósfera. La retroalimentación del vapor de agua es de las más importantes para el sistema climático. Sin embargo, en la región de la troposfera alta y estratosfera baja



FIGURA 1.2: Esquema transversal de ambas ramas de la circulación de Brewer-Dobson (Schoeberl and Hartmann, 1991).

esta retroalimentación no es del todo conocida, pues las variaciones de la concentración del vapor de agua no son del todo claras. Se ha estimado que esta poco conocida variación del vapor de agua contribuye significativamente al cambio climático global a través de la modificación del balance radiativo e influenciando procesos químicos. Particularmente en el agotamiento del ozono, por lo cual, el incremento o decremento de la concentración del vapor de agua en la estratosfera podría acelerar o frenar el calentamiento global (Solomon et al., 2010).

La cantidad de vapor de agua que ingresa a la estratosfera es regulada por las frías temperaturas que se llegan a encontrar las masas de aire al ascender a través de la capa de la tropopausa tropical. Este simple mecanismo explica que a medida que el aire asciende lentamente a través de la región fría de la tropopausa, ocurre la deshidratación cuando las nubes son formadas y el vapor de agua se deposita en las partículas de hielo que subsecuentemente precipitan (Avery et al., 2017). De este modo, la humedad del aire que entra a la estratosfera en los trópicos es controlada por las temperaturas

más frías que encuentran las parcelas de aire en su ascenso, como se observa en la Figura 1.3. Las observaciones satelitales indican que el vapor de agua en la estratosfera baja se caracteriza por un valor máximo durante el verano del hemisferio norte en las regiones de los monzones de Asia y Norte América (Randel et al., 2015).

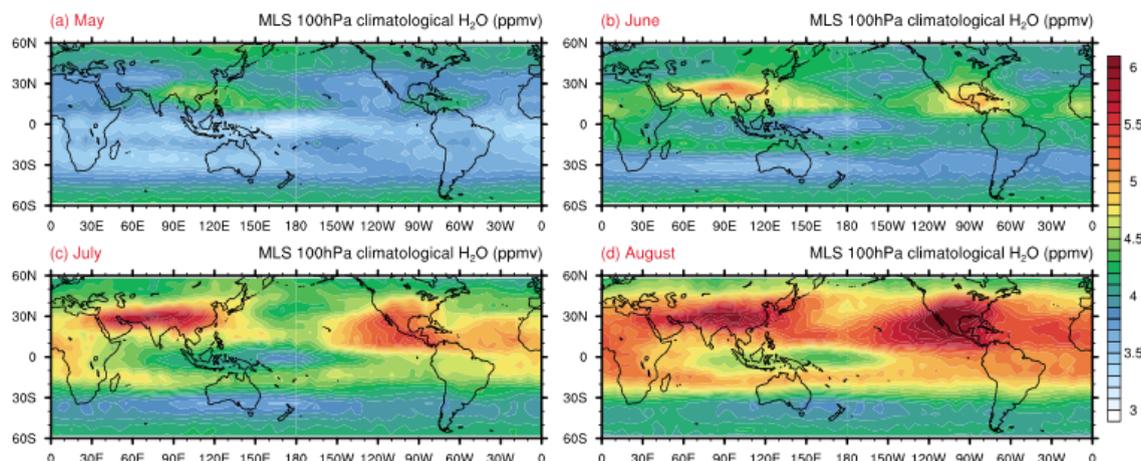


FIGURA 1.3: Climatología mensual del promedio de vapor de agua en 100 hPa desde mayo (a) hasta agosto (d) derivados de las mediciones del *Microwave Limb Sounder* 2005-2013 (Randel et al., 2015).

Los valores máximos de la climatología de verano pueden influenciar en gran parte al hemisferio norte a través del transporte de gran escala y contribuir a la fase húmeda del ciclo anual del vapor de agua estratosférico global; cabe destacar que los valores máximos se localizan sobre las regiones de convección profunda que se encuentran dentro de las circulaciones anticiclónicas que caracterizan a los monzones. Mientras que el comportamiento climatológico de los valores máximos de vapor de agua en la estratosfera baja es conocido, los procesos que mantienen y controlan este comportamiento no lo son (Figura 1.4). En rasgos generales, existe una amplia gama de procesos tanto troposféricos como estratosféricos dentro de la capa de la tropopausa tropical, que podrían estar complementándose para determinar la cantidad de vapor de agua *in situ*; estos abarcan aspectos de circulación, temperatura, gases traza, nubosidad y termodinámica. En particular, la influencia relativa de la convección profunda que logre llegar a la capa tropical de la tropopausa sobre la circulación a gran escala, así

como la variación influenciada por distintos modos climáticos podrían tener una gran importancia. Además, existe una vía de transformaciones químicas del metano en la estratosfera que como resultado final se obtiene vapor de agua, sin embargo, para los efectos de la estratosfera baja esta vía puede considerarse despreciable.

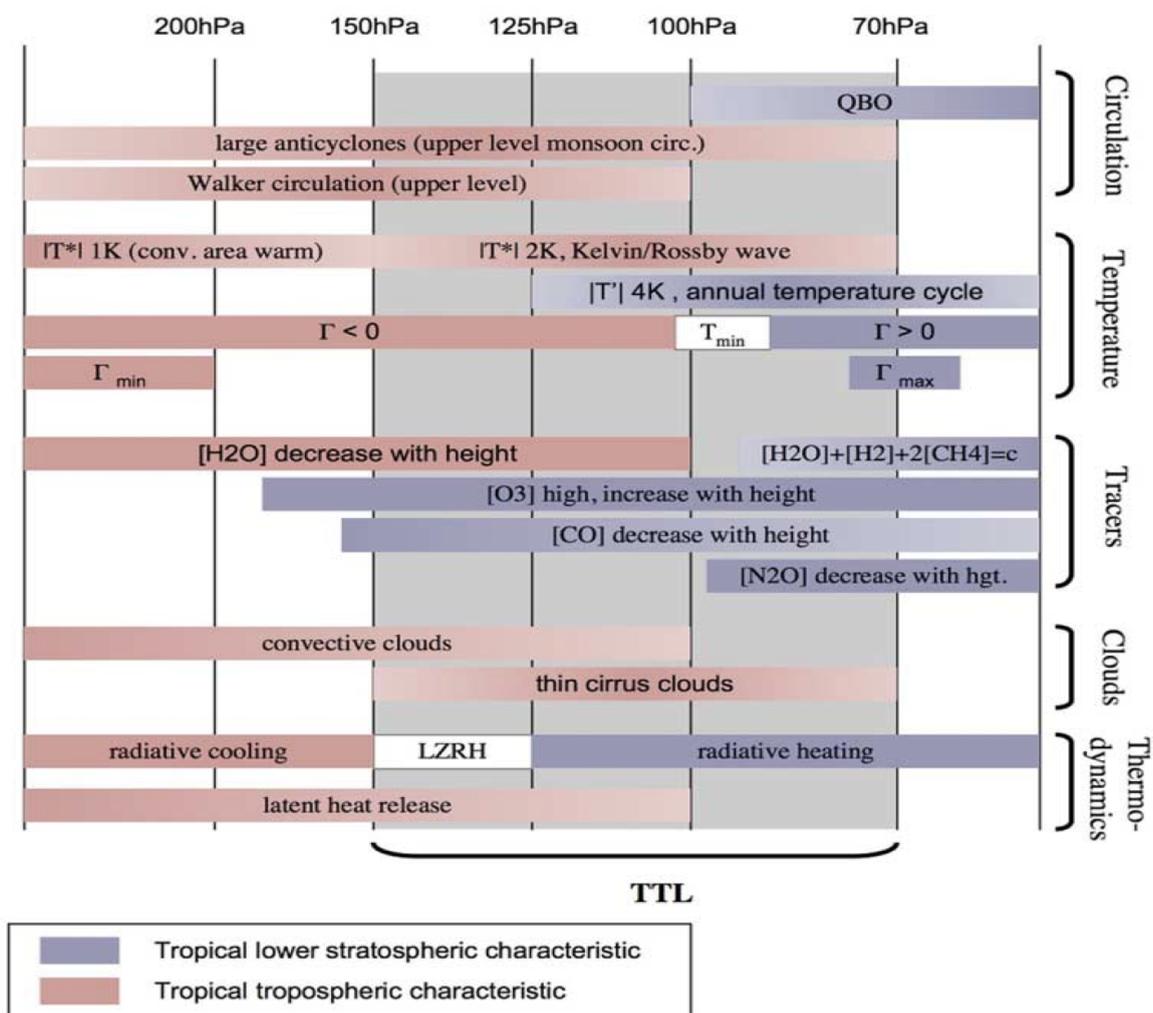


FIGURA 1.4: Procesos atmosféricos que tienen lugar en la capa tropical de la tropopausa (Fueglistaler, 2009).

A continuación se describen las implicaciones de los principales moduladores de la cantidad de vapor de agua conocidos en la estratosfera baja.

1.2.1. Temperatura de la tropopausa tropical

El transporte del contenido de vapor de agua a través de la región de la tropopausa ocurre mediante el ascenso de masas de aire en los trópicos que en su camino se ven afectadas por las frías temperaturas, hasta llegar al denominado punto frío en donde el gradiente térmico vertical logra su punto de inflexión siendo ahora positivo en la estratosfera. Las variaciones espaciales y estacionales en la temperatura de la capa de la tropopausa tropical están asociadas con la distribución de la convección y el movimiento vertical de gran escala. El vapor de agua estratosférico se encuentra acoplado a la variabilidad de la temperatura del punto frío de la tropopausa tropical en escala estacional y anual (Figura 1.5). El control que ejerce esta variabilidad sobre el vapor de agua estratosférico es evidente en sus variaciones temporales; existe un importante ciclo anual en el promedio tropical de la temperatura de la tropopausa así como se exhibe en el caso del vapor de agua estratosférico, a pesar de que presenta buena correlación para periodos de varios años, la variabilidad en la escala interanual a largo plazo no es tan clara. Podría bien esto surgir debido a El Niño/Oscilación del Sur, grandes erupciones volcánicas y perturbaciones debidas a la oscilación cuasi-bienal. Los datos observacionales de las variaciones históricas de la temperatura de la capa de la tropopausa tropical tienen mucha incertidumbre. A pesar de que la mayoría de los modelos climáticos químicos proyectan un aumento y calentamiento del punto frío de la tropopausa, por lo tanto un incremento del vapor de agua estratosférico en respuesta al cambio climático, las estimaciones observacionales disponibles de la tendencia de la temperatura de punto frío muestran un enfriamiento.

1.2.2. QBO

La principal oscilación que ocurre en la circulación de la estratosfera tropical es la llamada oscilación cuasi-bienal (QBO, por sus siglas en inglés), consiste en una alternancia de la dirección del viento zonal de oeste a este con una amplitud regular y

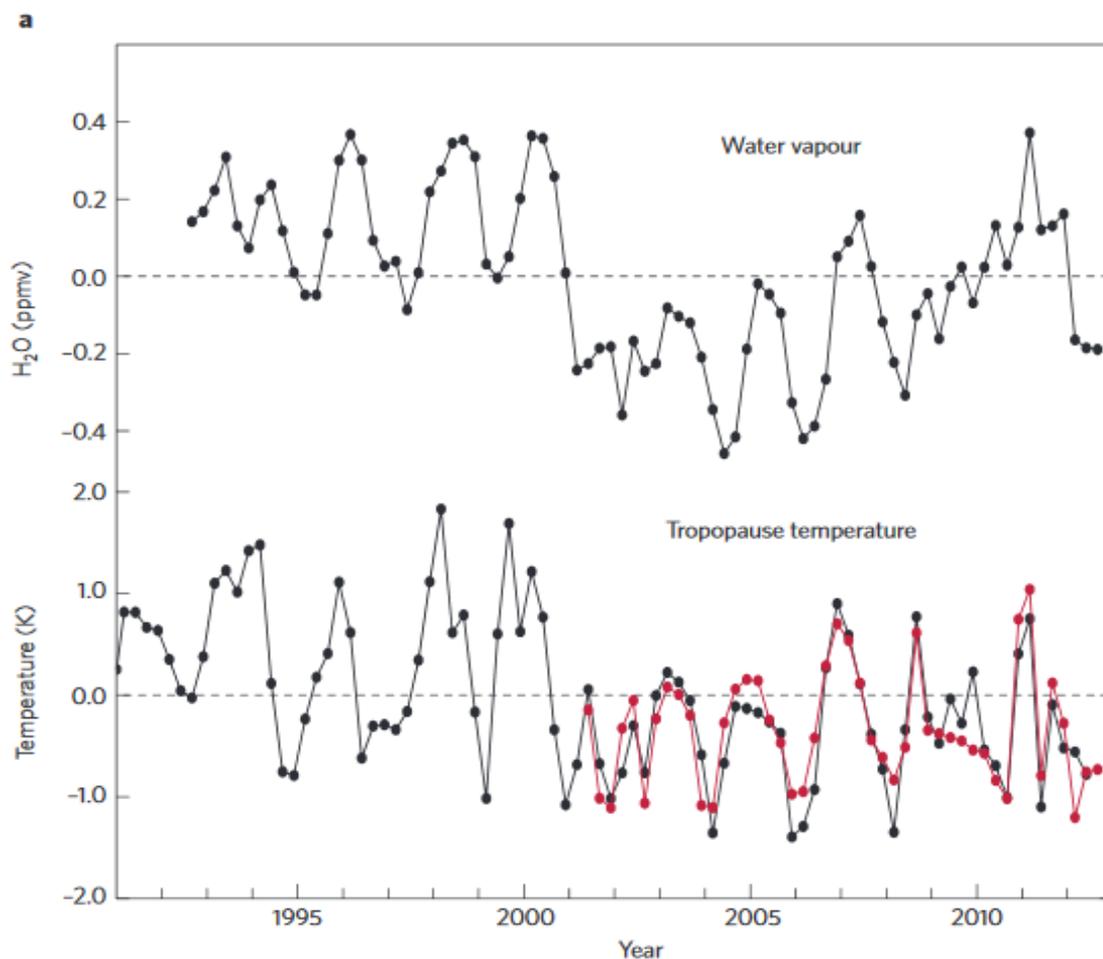


FIGURA 1.5: Variabilidad interanual del vapor de agua estratosférico de observaciones de 83 hPa comparado con la variación interanual de la temperatura del punto frío tropical. Las líneas negras son datos obtenidos de radiosondeos y la línea roja son datos satelitales obtenidos mediante radio ocultación (Randel and Jensen, 2013).

duración cercana a dos años (Reed et al., 1961). Las ondas ecuatoriales, al disiparse modulan el flujo básico en la estratosfera tropical, por lo cual son las responsables de la existencia de esta oscilación. La influencia de la QBO sobre la temperatura es mayor en los niveles por encima de los 100 hPa, sin embargo una parte significativa penetra hacia la tropopausa, haciendo variar entonces la temperatura de la capa de la tropopausa y finalmente el valor del vapor de agua entrante neto. Existen estudios

donde se estima que estos efectos llegan a producir anomalías de hasta 1 ppm (Fueglistaler and Haynes, 2005; Hurst et al., 2017; Diallo et al., 2018). Sin embargo, esta influencia tiene una fuerte irregularidad que consiste en la propagación descendente asociada con la fase de la oscilación, pues en ocasiones no se ve en posibilidad de alcanzar la tropopausa. En resumen, el cizallamiento este de la oscilación, al alcanzar la tropopausa, se asocia con intensas surgencias tropicales y temperaturas del punto frío anómalamente bajas, traduciendo en anomalías de poca cantidad de vapor de agua estratosférico. Contrariamente en el caso de la cizalla oeste, que reduce el movimiento vertical ascendente y con temperaturas anómalamente altas, permitiendo finalmente el aumento del vapor de agua estratosférico.

1.2.3. ENSO

Otro modo climático que afecta la variabilidad en la tropopausa a escala global es El Niño/Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés). Es un fenómeno acoplado océano-atmósfera cubriendo la región del Pacífico ecuatorial con drásticos cambios en la temperatura superficial del mar, teniendo impactos en el clima y tiempo meteorológico global (Bjerknes, 1969). Este fenómeno se alterna entre condiciones anómalamente cálidas (Niño) y anómalamente frías (Niña), en intervalos de 2 a 8 años sobre el océano Pacífico ecuatorial oriental. Además del fenómeno ENSO canónico, más recientemente se ha observado una variante donde el patrón convencional experimenta un cambio en la frecuencia, amplitud y localización de las anomalías, denominado Niño Modoki, el cual tiende a originarse y desarrollarse en el Pacífico central tropical (Fu et al., 1986). Se ha mostrado anteriormente que el vapor de agua estratosférico es controlado en gran medida por las temperaturas del punto frío sobre la región del Pacífico tropical este, que es donde ENSO tiene su principal actividad en la troposfera. En diversos estudios (Calvo et al., 2010; Avery et al., 2017; Diallo et al., 2018), los eventos de El Niño se asocian con temperaturas anómalamente frías en la estratosfera tropical, finalmente ocasionando menor cantidad del vapor de agua en dicha altura,

teniendo la señal opuesta en los eventos La Niña. Sin embargo, en estudios análogos se ha notado que dicha señal no es necesariamente inversa, solo más débil. Finalmente se ha determinado que la relación de ENSO respecto a la variabilidad del vapor de agua estratosférico es no lineal, con la posibilidad de eliminar la no linealidad al considerar los eventos de tipo Modoki (Xie et al., 2014).

1.2.4. Convección tropical

El camino principal por el cual el aire rico en vapor de agua entra a la tropopausa tropical es con la convección profunda y el transporte vertical de la circulación atmosférica que varía regional y estacionalmente. A pesar de que la eyección convectiva ocurre principalmente debajo de la tropopausa tropical, los eventos más intensos pueden inclusive superar la tropopausa. Es difícil tener alguna manera de cuantificar, la actividad convectiva tropical general, debido a la falta de datos. Sin embargo podemos aproximarlos con diferentes fenómenos como lo son los monzones de verano y los ciclones tropicales. Por ejemplo, debido a que el aire aislado dentro del anticiclón en altura asociado a los sistemas monzónicos se encuentra unido al flujo saliente de la convección profunda, este aire contiene características diferentes, entre ellas, grandes cantidades de vapor de agua. En cuanto a los ciclones tropicales, en las ocasiones cuando son muy intensos, la circulación vertical puede lograr transportar el aire troposférico hacia la tropopausa.

1.3. Antecedentes

A continuación se describen los puntos importantes de trabajos anteriormente realizados que abarcan el tema que esta tesis plantea, con la intención de establecer un seguimiento de los hechos hasta ahora demostrados.

El primer modo climático en ser analizado a fondo respecto a su modulación de la variabilidad temporal del vapor de agua en la estratosfera tropical fue la QBO de la cual se notaron dos efectos principales: uno es el desplazamiento vertical de los perfiles de vapor de agua asociado con las anomalías de circulación meridional de la oscilación, el otro es la variación de la concentración del vapor de agua estratosférico asociado con la variación de la temperatura de la tropopausa debida a la QBO. Además de que las anomalías de la concentración creadas por la QBO en la tropopausa tropical se propagan ascendentemente debido a la circulación Brewer-Dobson (Fujiwara et al., 2010).

Por otra parte, el cambio de la temperatura en la estratosfera baja tropical tiene una tendencia de enfriarse fuertemente sobre la región de la piscina de agua caliente en el Indo-pacífico, mientras que en el Pacífico oeste y central el enfriamiento es más ligero. Se ha demostrado que la tendencia de la temperatura superficial del mar (SST, por sus siglas en inglés) influye sobre la asimetría zonal de la tendencia de la temperatura tropical de la estratosfera baja. El incremento de la SST en el océano Índico y en la región de la piscina de agua caliente conlleva a un calentamiento húmedo intenso en la troposfera alta, a su vez provocando una respuesta similar a la del modelo de Gill (Gill, 1980) que se extiende en la baja estratosfera. La circulación anómala provoca una estructura zonal en el vapor de agua cerca de la tropopausa y, posteriormente, menos vapor de agua entrante hacia la estratosfera (Garfinkel et al., 2013).

Por otra parte, el calentamiento de la estratosfera baja tropical tiene una tendencia de enfriarse fuertemente sobre la región de la piscina de agua caliente en el Indo-pacífico, mientras que en el Pacífico oeste y central el enfriamiento es más ligero. Se ha demostrado que la tendencia de la temperatura superficial del mar (SST, por sus siglas en inglés) influye sobre la asimetría zonal de la tendencia de la temperatura tropical de la estratosfera baja. El incremento de la SST en el océano Índico y en la región de la piscina de agua caliente conlleva a un calentamiento húmedo intenso en la troposfera alta, a su vez provocando una respuesta similar a la del modelo de Gill

(Gill, 1980) que se extiende en la baja estratosfera. Este modelo simplemente busca describir como la circulación atmosférica tropical responde a una fuente de calor dada en una superficie del planeta. La circulación anómala provoca una estructura zonal en el vapor de agua cerca de la tropopausa y, posteriormente, menos vapor de agua entrante hacia la estratosfera (Garfinkel et al., 2013).

Otro modo climático ampliamente estudiado es ENSO. Durante La Niña la estratosfera baja sobre la región de ENSO es 4 K más cálida y 4 K más fría durante El Niño si es comparado con un promedio de 35 años. Estas anomalías son provocadas por anomalías opuestas en la troposfera con SST's más cálidas/frías durante El Niño/La Niña (Konopka et al., 2016).

También se ha mostrado que el enfriamiento (calentamiento) en la estratosfera baja es una respuesta dinámica, principalmente debida a un aumento (decremento) del rompimiento de ondas de gravedad que a su vez es consecuencia de la intensificación (debilitamiento) de la corriente en chorro subtropical durante El Niño (La Niña). De cualquier modo, los detalles de este acoplamiento aún no es claro del todo (Calvo et al., 2010).

Sin embargo, el impacto de ENSO en la temperatura y vapor de agua dentro de la baja estratosfera no tiene un comportamiento lineal en la primavera boreal, pues los episodios El Niño moderados resultan en un enfriamiento en la región, mientras que los eventos intensos llevan a un calentamiento. Esta no-linealidad parece surgir de la respuesta del Indo-Pacífico oeste hacia El Niño: eventos intensos conllevan a un calentamiento troposférico que se extiende hasta la tropopausa tropical y arriba de la misma en la región del punto frío, permitiendo mayor cantidad de vapor de agua que ingrese en la estratosfera (Garfinkel et al., 2018). El efecto neto de los episodios intensos de El Niño y La Niña consiste en el intenso humedecimiento estratosférico en la primavera y verano boreales.

Un aumento de la temperatura en 100 hPa sobre el Pacífico central se asocia especialmente con un evento enfriamiento de la SST en la misma región, la cual exhibe

una importante similitud con el patrón de un episodio ENSO en el Pacífico central (Modoki). A diferencia de los eventos ENSO clásicos, los cuales favorecen un par de anomalías positivas de convección profunda que son ecuatorialmente simétricas producto de la respuesta de ondas de Rossby. La respuesta de la temperatura en la capa de la tropopausa tropical, que surgen de los mencionados patrones de convección, tienen una señal débil al promediarla en los trópicos debido a que se cancelan las ondas de Kelvin ecuatoriales con la respuesta tipo Gill. Esto podría ser la razón principal de que los eventos clásicos de ENSO, a pesar de ser más frecuentes, tienen una influencia menor en la variabilidad del promedio tropical del vapor de agua en la baja estratosfera (Ding and Fu, 2018). Debido a esto, se sugiere que ENSO Modoki se comporta de manera diferente de los episodios clásicos al favorecer la convección fuerte excesiva (> 15 km) en los trópicos. Por lo cual ENSO Modoki podría resultar más importante que otro tipo de episodios de ENSO al modular la variabilidad del promedio tropical del vapor de agua en la estratosfera baja (Xie et al., 2014).

Además de estos modos climáticos, también se ha estudiado la importancia de procesos locales como es el caso de la convección profunda. La potencial influencia de la convección profunda tropical sobre el vapor de agua en la estratosfera es compleja, así como los procesos detrás de la misma que bien pueden ser radiativos o dinámicos. La actividad convectiva intensa puede ocasionar enfriamiento radiativo y por lo tanto participar en la reducción de la contribución de la radiación infrarroja terrestre en el balance calórico de la estratosfera. Así mismo, la convección profunda es la fuente principal de humedad en la troposfera alta tropical, por lo que este vapor de agua entonces estará disponible para ser transportado hacia la estratosfera baja mediante procesos de lento ascenso o debido directamente a las penetrantes torres convectivas profundas (Tselioudis et al., 2010).

Existe un importante número de eventos convectivos en la alta troposfera, tanto aquellos que humedecen como los que deshidratan esta capa, sin embargo, los eventos hidratantes son mucho más frecuentes. La convección altera el vapor de agua *in situ* al

llevar al aire a un punto donde alcanza la humedad relativa de saturación respecto al hielo. Si el aire es subsaturado, entonces la convección hidrata el aire a través de la evaporación del hielo, pero si se encuentra supersaturado, entonces los cristales de hielo convectivo crecen y precipitan, deshidratando el aire. A menos un número significativo de torres convectivas puedan descargar la humedad por encima de la tropopausa, el principal control dinámico sobre la concentración del vapor de agua en la estratosfera es la temperatura de punto frío de la tropopausa. (Schoeberl et al., 2018).

En cuanto al sistema monzónico de Asia, existe un creciente flujo entrante de masas de aire desde la troposfera en regiones tropicales en combinación con temperaturas mayores en estas regiones hasta llegar a la tropopausa ocasionando un humedecimiento de la estratosfera baja en verano (julio-octubre) (Rolf et al., 2018). Otro de los fenómenos que afectan la variabilidad del vapor de agua, que son más notorios en latitudes altas son los calentamientos súbitos de estratosfera, que al actuar en conjunto con la QBO tiene un efecto mayor. Cuando un gran calentamiento estratosférico ocurre durante invierno al mismo tiempo que una fase QBO del oeste, las variaciones de la temperatura ocurren principalmente por encima de 440 K y no influyen significativamente los valores de entrada del vapor de agua a la estratosfera. Sin embargo, durante invierno con fase QBO del este, la respuesta en los trópicos de la circulación de Brewer-Dobson ocurre en niveles más bajos, cerca de la tropopausa y por lo tanto es más probable que conlleve a una deshidratación mayor en la tropopausa tropical de 10 a 30 días después del evento de calentamiento estratosférico (Tao et al., 2015).

Sin embargo, al estar ocurriendo en conjunto dentro de la atmósfera estos fenómenos, los mismos pueden tener información compartida dentro de sus señales. Por este motivo se propone un análisis de regresión lineal múltiple en el presente trabajo con la finalidad de diferenciar las señales que cada fenómeno le imprime a la variabilidad del vapor de agua en la estratosfera.

1.4. Objetivos

El objetivo principal de este trabajo consiste en determinar la señal de los fenómenos más importantes que influyen en la variabilidad del vapor de agua en la estratosfera baja mediante un método de regresión lineal múltiple. Para ello se plantea la siguiente serie de objetivos específicos:

1. Comparar el campo del vapor de agua en 100 hPa del producto satelital contra aquel de los reanálisis ERA-i y MERRA.
2. Determinar el reanálisis que reproduce mejor las observaciones, y por tanto, con el que se aplicara el método de regresión lineal.
3. Investigar las señales de los distintos modos climáticos y fenómenos meteorológicos en la estratosfera mediante regresiones univariadas.
4. Diferenciar las señales de los distintos modos climáticos y fenómenos meteorológicos en la estratosfera mediante un modelo de regresión múltiple.
5. Cuantificar el número de regresiones espurias dentro del modelo lineal múltiple propuesto.

Capítulo 2

Datos y métodos

En el presente capítulo se detallarán las características de las bases de datos consideradas, tanto satelitales como reanálisis. También se describirán los índices climáticos utilizados. Además, se explicará el método estadístico utilizado para la obtención de los resultados, así como la manera de validar dicho análisis.

2.1. Datos

Observaciones satelitales

Con la finalidad de intercomparar los productos de reanálisis se utilizarán los datos de razón de mezcla del vapor de agua obtenidos por la sonda Aura MLS, lanzada el 15 de julio de 2004 terminando sus mediciones en el año 2015 (Waters et al., 2006). MLS hace mediciones de la composición atmosférica, temperatura, humedad y hielo de nubes. Las mediciones son globales durante día y noche. Una característica de la técnica que ocupa esta sonda es que las mediciones pueden obtenerse en la presencia de nubes y aerosoles, a diferencia de sondas con longitud de ondas diferentes como infrarrojo, visible o ultravioleta. El producto estándar de vapor de agua se toma de

la respuesta de los 190 GHz. Se obtiene un perfil vertical que va de 316 hPa a 0.002 hPa. Debido a que los datos obtenidos son diarios, se procede a hacer promedios mensuales, desde 2005 hasta 2015. Latitudinalmente se utilizaron los datos de 60°N a 60°S, abarcando todas las longitudes, en el nivel de 100 hPa. Además, se creará un mallado regular 5°X5° latitud/longitud para facilitar la comparación con los reanálisis. Los datos están disponibles en: (https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets?page=1&keywords=ML2H20_004).

ERA-Interim

El reanálisis ERA-Interim de la atmósfera global cubre el período de enero de 1979 hasta la actualidad. Fue creado por el Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo (ECMWF, en sus siglas en inglés). Los principales objetivos del proyecto fueron mejorar ciertos aspectos importantes del reanálisis anterior ERA-40, así como la representación del ciclo hidrológico, de la calidad de la circulación estratosférica y el manejo de sesgos y cambios en el sistema de observaciones (Dee et al., 2011).

Este reanálisis es el producto de un análisis atmosférico que combina diferentes fuentes de observaciones (radio-sondeos, globos, boyas, datos de aviones, satélites, etc.), estas medidas convencionales se emplean para obtener datos de la troposfera y baja estratosfera, mientras que por encima de los 10 hPa el análisis se realiza a partir de medidas satélites. Además, estos satélites han proporcionado muy buena cobertura en regiones como los océanos y las regiones polares donde las observaciones convencionales eran escasas. La cobertura para el hemisferio norte de los datos de radio-sondeos es relativamente buena e incluso uniforme para todo el periodo. En cambio, en el hemisferio sur y en los trópicos, sobre grandes extensiones oceánicas, sobre la Antártica, África y el sur de América, el sistema convencional de observación no es suficiente para producir un análisis de alta calidad.

El sistema de reanálisis ERA-Interim utiliza un sistema de pronóstico integrado del ECMWF; los datos de concentración de vapor de agua en 100 hPa que se utilizarán en este trabajo cuentan con la siguiente resolución espacial:

- 60 niveles verticales, siendo el último nivel en 0.1 hPa.
- Un mallado de $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ latitud/longitud.

En este trabajo se utilizan datos en promedio mensual de 2005 a 2015 pues es el lapso máximo en el cual los reanálisis y los datos satelitales tienen temporalidad común, de 60°N a 60°S en todas las longitudes, en el nivel de 100 hPa, con el fin de comparar con las observaciones.

MERRA

De manera similar al reanálisis ERA-Interim, este otro producto de reanálisis de la atmósfera global cubre un período desde enero de 1979 hasta la actualidad. Creado por la Oficina de Asimilación y Modelado Global (en inglés, GMAO) de la Administración Nacional de la Aeronáutica y del Espacio (en inglés, NASA). Este producto fue motivado por el hecho de que la representación de varios aspectos del ciclo del agua dentro de diversos reanálisis de generaciones anteriores no eran adecuados para su utilización en estudios meteorológicos y climáticos.

El Análisis en Retrospectiva para Investigación y aplicaciones de la Era Moderna (en inglés, MERRA) contiene observaciones satelitales del EOS perteneciente a la NASA. Además, utiliza un modelo atmosférico de circulación general, denominado GEOS-5, que resultó ser efectivo para el transporte en la estratosfera. Incluye también física de nubes, un esquema convectivo modificado de Arakawa-Schubert relajado y un esquema de radiación de onda larga. Con esto, MERRA ha logrado el objetivo de mejorar significativamente la climatología de la precipitación y del vapor de agua (Rienecker et al., 2011)

MERRA se encuentra configurado con la siguiente resolución espacial:

- Mallado de $\frac{1}{2}^\circ$ de latitud \times $\frac{2}{3}^\circ$ de longitud
- 72 niveles verticales, desde la superficie hasta 0.01 hPa.

Para el presente trabajo también se utilizan datos de la concentración de vapor de agua en 100 hPa, en un promedio mensual de 2005 a 2015, latitudinalmente de 60°N a 60°S , abarcando todas las longitudes, en el nivel de 100 hPa. Sin embargo, se hará uso del producto con resolución reducida que cuenta con un mallado de $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ latitud/longitud para facilitar el análisis y comparar contra los datos observacionales.

2.2. Índices climáticos

Para el análisis estadístico que se realizará, se requiere de índices climáticos mensuales, los cuales tienen algún sentido físico inherente a la variabilidad del vapor de agua en la estratosfera baja, algunos de ellos están disponibles en el sitio de diversas instituciones meteorológicas/climáticas, otros de ellos fueron calculados y/o procesados como anomalías estandarizadas (2.1):

$$i = \frac{(X - \mu)}{\sigma} \quad (2.1)$$

Donde X es el valor de cada medición, μ es el promedio temporal del índice y σ es la desviación estándar del conjunto de datos.

- Temperatura del aire en 100 hPa: este índice fue construido a partir del campo de temperatura comprendido de 60°N hasta 60°S obtenido del reanálisis, haciendo un promedio espacial para cada mes, a partir de 1979 a 2015. Se trabajará con las anomalías estandarizadas de los datos.

-
- Índice Multivariado de El Niño/Oscilación del Sur (en inglés, MEI): el índice se basa en 6 variables observadas sobre el Pacífico tropical, ellas son la presión sobre el nivel del mar, viento zonal, viento meridional, temperatura superficial del mar, temperatura del aire en superficie y fracción de nubosidad en el cielo. El índice contiene un valor por cada mes del año desde enero de 1950 hasta la actualidad, y se puede obtener de la siguiente liga: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/table.html>
 - Índice del El Niño/Oscilación del Sur Modoki (en inglés, EMI): este índice toma en cuenta las observaciones de la anomalía de la temperatura superficial del mar de tres determinadas regiones diferentes, combinándolas en un solo valor. De igual manera configurado con un valor para cada mes de cada año, comenzando en enero 1870, puede obtenerse del siguiente sitio: <http://www.jamstec.go.jp/frsgc/research/d1/iod/DATA/emi.monthly.txt>
 - Oscilación cuasi-bienal (en inglés, QBO): este índice supone ser representativo del cinturón ecuatorial de vientos en diferentes alturas de la atmósfera, sin embargo, durante los primeros años de medición en algunos niveles altos puede existir incertidumbre debido a la escasez de datos. El índice corre desde 1953 hasta la actualidad, configurado en un valor en cada mes de cada año, en los niveles 70, 50, 40, 30, 20, 15, y 10 hPa. Con base en estudios anteriores como el caso de Dessler et al. (2013), se decidió utilizar el índice del nivel de 50 hPa. La base de datos puede obtenerse del siguiente sitio: <https://www.geo.fu-berlin.de/en/met/ag/strat/produkte/qbo/>
 - Energía ciclónica acumulada (en inglés, ACE): el índice es una medida de la energía total del viento para la actividad ciclónica tropical, es definido como la suma del cuadrado de la velocidad del viento máxima sostenida por un minuto dentro de un lapso de 6 horas para todos los sistemas que se encuentren con una categoría de tormenta tropical o mayor. Debido a que el índice refleja una combinación de la duración y fuerza de la tormenta, para describir la actividad

general y el daño probable es una mejor medida que el conteo de tormentas tropicales o huracanes. Se procesarán los datos que se encuentran en línea para utilizarlos como anomalías estandarizadas. https://climexp.knmi.nl/data/iace_global.dat

- Monzones de verano: debido a la disponibilidad de índices, solamente se consideran tres sistemas monzónicos: India, Pacífico Noroeste y Australia. Estos índices están normalizados, comprendidos en el lapso de 1948-2015. La definición de estos índices se basa en los centros de convección relacionados con la lluvia monzónica, además de la intensidad y dirección del viento en altura durante el verano e invierno boreales. Se determina cierta región de acción de cada monzón, de la siguiente manera: India (40°E - 80°E , 5°N - 15°N)-(70°E-90°E, 20°N-30°N), Pacífico Noroeste (100°E - 130°E , 5°N - 15°N)-(110°E-140°E, 20°N-30°N) y Australia (110°E - 130°E , 15°S - 5°S). El sitio dónde se encuentran los datos e información relevante es la siguiente: <http://apdrc.soest.hawaii.edu/projects/monsoon/seasonal-monidx.html>

2.3. Método de regresión lineal multivariada

Una vez seleccionado el producto de reanálisis a utilizar y procesados los índices climáticos, se procede a relacionar la señal climática en la variabilidad del vapor de agua de la estratosfera baja mediante regresiones lineales en cada punto de malla, primero realizando una regresión univariada de cada índice por separado, para después contrastar el resultado de una regresión multivariada que abarque todos los índices antes descritos.

El análisis de regresión univariada es el más sencillo, en el cual la variable dependiente, en este caso, el vapor de agua de la estratosfera baja, se relaciona con una una sola

variable explicativa, en nuestro caso, cada índice anteriormente detallado.

$$Y_t = \beta_1 + \beta_2 X_t + u_t \quad (2.2)$$

Donde Y es la variable dependiente, que es el vapor de agua en la estratosfera baja del producto de reanálisis en cada punto de malla, X es la variable explicativa, donde se probará por separado cada índice con una regresión univariable, u es el término de error o perturbación estocástica y t se refiere a la observación en el tiempo t . En la ecuación (2.2), β_1 es el término de intercepto, mientras que β_2 es el coeficiente de regresión que cuantifica el cambio del valor promedio de Y por unidad de cambio de X . Estos coeficientes β son calculados a modo de minimizar la suma de los errores cuadrados entre el valor real y el valor predicho, buscando el mejor ajuste posible. Esto es aplicable tanto para la aproximación univariable como para el método múltiple.

Por otro lado, en el análisis de regresión múltiple, una variable dependiente se relaciona con más de una variable explicativa, las cuales tienen sentido físico.

$$Y_i = \beta_1 + \beta_2 X_{2i} + \dots + \beta_n X_{ni} + u_i \quad (2.3)$$

Donde Y es la variable dependiente, X_n las variables explicativas, u es el término de perturbación estocástica y t es la observación en el tiempo t . En la ecuación (2.5), β_1 es el término del intercepto. Como es usual, este término da el efecto medio o promedio sobre Y de todas las variables excluidas del modelo, aunque su interpretación mecánica sea el valor promedio de Y cuando las X_n , se igualan a su valor medio. Los coeficientes β_n se denominan coeficientes de regresión parcial, los cuales miden el cambio en el valor de la media de Y , por unidad de cambio en X_n , considerando el resto de variables constantes. Es decir, proporciona el efecto neto que tiene una unidad de cambio en X_n sobre el valor medio de Y quitando cualquier otro efecto que el resto de variables pueda ejercer sobre la media de Y .

Además, para determinar la significancia estadística de los coeficientes al 5%, tanto

en la regresión múltiple como en las regresiones univariadas, se les aplicará un test t de Student que se fundamenta en dos premisas: (1) una distribución normal (2) muestras independientes e igualmente distribuidas. La prueba t de Student en las regresiones múltivariadas básicamente evalúa cuando los valores t de los coeficientes de la regresión pueden ser estadísticamente distintos de cero (Gujarati et al., 2004). Es importante mencionar que este valor depende del nivel de significancia establecido con anterioridad de lo que se quiere probar. Este nivel de significancia es la probabilidad de rechazar erróneamente la hipótesis nula.

En ambos casos, el coeficiente de determinación R^2 es una medida de cuan bien se ajusta la línea de regresión muestral a los datos, en otras palabras, mide la proporción o el porcentaje de la variación total en Y explicada por el modelo de regresión, para su cálculo se requiere del uso de los valores ajustados denotados como \hat{Y} , del promedio de las mediciones \bar{Y} y de los datos Y.

$$R^2 = \frac{\sum_{t=1}^T (\hat{Y}_t - \bar{Y})^2}{\sum_{t=1}^T (Y_t - \bar{Y})^2} \quad (2.4)$$

Dado esto, se define la regresión múltiple con los índices climáticos que se utilizará en el análisis de la siguiente manera:

$$H_2O_t = c_0 + C_1 T100_t + C_2 ACE_t + C_3 EMI_t + C_4 MEI_t + C_5 QBO_t + C_6 Monzón_t + u_t \quad (2.5)$$

$$Monzón = \begin{cases} 0 & \text{en primavera/otoño} \\ Australia_t & \text{en invierno} \\ India_t + Pacífico NO_t & \text{en verano} \end{cases}$$

Es importante mencionar que para estas regresiones no se admitieron desfases temporales, haciendo una fuerte suposición de que la respuesta del vapor de agua es simultánea al fenómeno. Sin embargo, esto no siempre puede ser correcto y podríamos estar ignorando mecanismos importantes. Pero debido a que las regresiones se realizan a nivel estacional, este riesgo podría ser pequeño. Se podría relacionar cierto porcentaje de error de autocorrelación que pueda surgir a este hecho.

2.4. Pruebas sobre los supuestos de regresión lineal

Dentro del marco del modelo clásico de regresión lineal, se tienen una serie de supuestos que, al cumplirse, se puede tener mayor certeza de los resultados. Se enuncian a continuación (Gujarati et al., 2004):

1. El modelo es lineal en los parámetros.
2. Valores fijos de X o valores de X independientes del término de error. En este caso, esto significa que se requiere covarianza cero entre u_i y cada variable X.

$$\text{cov}(u_i, X_{2i}) = \text{cov}(u_i, X_{ni}) = 0$$

3. Valor medio de la perturbación u_i igual a cero.

$$E(u_i | X_{2i}, X_{ni}) = 0 \text{ por cada } i$$

4. Homoscedasticidad o varianza constante de u_i

$$\text{var}(u_i) = \sigma^2$$

5. No autocorrelación, o no correlación serial, entre las perturbaciones.

$$\text{cov}(u_i, u_j) = 0; i \neq j$$

6. Para cada valor de la variable X , los residuos u_t tienen distribución normal con media cero.
7. Los parámetros no deben cambiar en la muestra, es decir, debe tener permanencia estructural.
8. El número de observaciones n debe ser mayor que el de parámetros por estimar.
9. Debe haber variación en los valores de las variables X .
10. No debe haber colinealidad entre las variables X .
11. No hay sesgo de especificación o el modelo está especificado correctamente.

Con la finalidad de evaluar la calidad estadística de la regresión múltiple, se estimará el número de regresiones que violen alguno de estos supuestos. Existen métodos estadísticos para cuantificar esto en los puntos previos 4, 5 y 9. Además, se comprobará también que las perturbaciones u_t tengan una distribución normal, pues de esta manera elaborar pruebas de hipótesis será válido.

Homoscedasticidad:

- Prueba de White: la prueba de heteroscedasticidad propuesta por White sirve para evaluar heteroscedasticidad no condicional de forma general. En los casos en que el estadístico de la prueba es significativo estadísticamente, la heteroscedasticidad puede no necesariamente ser la causa, sino los errores de especificación, es decir, la prueba también puede indicar la existencia de otros errores de especificación como forma funcional incorrecta o variables omitidas.
- Prueba ARCH: la prueba para la heteroscedasticidad condicional auto-regresiva (en inglés, ARCH), basada en el hecho de que si los residuos son heteroscedásticos, los residuos cuadráticos están autocorrelacionados, por lo cual al ignorar

los efectos de esta condición puede resultar en una pérdida de la eficiencia en las estimaciones (Greene, 2003).

Autocorrelación:

- Prueba Breusch-Godfrey: En series de tiempo la autocorrelación es un fenómeno recurrente, ya que podría existir correlación entre miembros en diferentes tiempos. Al existir autocorrelación, los estimadores serán ineficientes, la R^2 sobreestimada y el estadístico t también y por lo tanto las pruebas de hipótesis no serían válidas.
- Estadístico Q: es común para probar si una serie de tiempo es de ruido blanco. En muestras grandes, este estadístico se distribuye aproximadamente como la distribución ji cuadrada. Si la Q calculada excede el valor Q crítico de la distribución ji cuadrada en el nivel de significancia seleccionado, podemos rechazar la hipótesis nula de que todos los coeficientes de autocorrelación muestrales son iguales a cero; por lo menos algunos de ellos deben ser diferentes de cero (Wooldridge, 2016).

Correcta especificación:

- Prueba RESET de Ramsey: Es utilizada para detectar tipos generales de especificación incorrecta de la forma funcional (Wooldridge, 2016), pero también podría indicar problema de variables omitidas o no exogeneidad. Una desventaja con esta prueba es que no proporciona ninguna indicación sobre cómo proceder si el modelo es rechazado y de ser así Gujarati et al. (2004) señala que los estimadores de las variables estarán sesgados y serán inconsistentes.

Normalidad:

- Prueba Jarque-Bera: es una prueba de normalidad asintótica, o de muestras grandes. Se basa en los residuos de mínimos cuadrados ordinarios, calculando primero la asimetría y la curtosis de dichos residuos. Para una variable normalmente distribuida los valores de estas dos características deben de ser igual a 0 y 3, respectivamente. Si los residuos no tienen una distribución normal con media cero y varianza σ^2 se invalidarían las pruebas de hipótesis.
- Prueba Anderson-Darling: se utiliza para probar si un conjunto de datos vienen de una población con una distribución específica. El hecho de no rechazar la hipótesis nula permite afirmar que no hay diferencia significativa de una distribución normal (Gujarati et al., 2004).

Capítulo 3

Resultados y discusión

En el capítulo siguiente se detallarán los resultados obtenidos, en primer lugar al analizar la diferencia de los productos de reanálisis contra los datos satelitales, para la posterior selección de uno de ellos con el fin de utilizarlos en el análisis de regresiones. Más adelante se presentarán los mapas de coeficientes estimados y de determinación para cada una de las regresiones univariadas realizadas. Después, se presentarán los mapas de coeficientes estimados y el mapa de coeficientes de determinación de la regresión multivariada, así como la discusión de las principales diferencias y características de los mapas presentados. Finalmente, se realizará una síntesis de los resultados obtenidos en las pruebas sobre el modelo de regresión multivariada.

3.1. Comparación de productos de reanálisis

Antes de estudiar la señal de los modos climáticos sobre el vapor de agua de la baja estratosfera, es pertinente analizar los datos que se utilizarán, así como comparar entre dos diferentes fuentes. Es por eso que a continuación se presenta una serie de comparaciones entre los productos de reanálisis ERA-i del ECMWF, MERRA de la NASA y los datos satelitales MLS, con la finalidad de utilizar los mejores datos

posibles, pues aunado a esto, las bases de datos de reanálisis no son tan confiables como las observaciones y menos aún en altura como será el caso de este análisis; sin embargo, no existen otros datos que cubran tal rango temporal, ni con tal nitidez horizontal.

- Histogramas por estación del año

En la Figura 3.1 se muestran las distintas distribuciones que presentan los datos en las diferentes estaciones durante el período de 2005 a 2015 en ambos reanálisis y datos satelitales. Con esto se puede notar como el valor medio va cambiando en el ciclo estacional y también que tan alejadas están las mediciones de la media, logrando notar episodios de humedecimiento o deshidratación atípicos.

En cuanto a los datos observacionales MLS, se nota que en primavera la distribución se extiende de ~ 3.30 ppm hasta ~ 4.30 ppm con una valor medio de 3.83 ppm; progresando hacia valores mayores en verano abarcando de ~ 3.50 ppm hasta ~ 5.70 ppm con media de 4.58 ppm; durante otoño la distribución es ligeramente más estrecha a la previa, con extensión de ~ 3.10 ppm hasta ~ 5.10 ppm con una valor medio de 4.36 ppm; finalmente durante el invierno se exhibe la distribución con los valores más bajos que van de ~ 2.20 ppm hasta ~ 3.70 ppm y un promedio de 3.65 ppm.

Dado esto, es fácil notar que ambos reanálisis exhiben *grosso modo* una estacionalidad similar a los datos observacionales, sin embargo, ambos tienden a subestimar los valores.

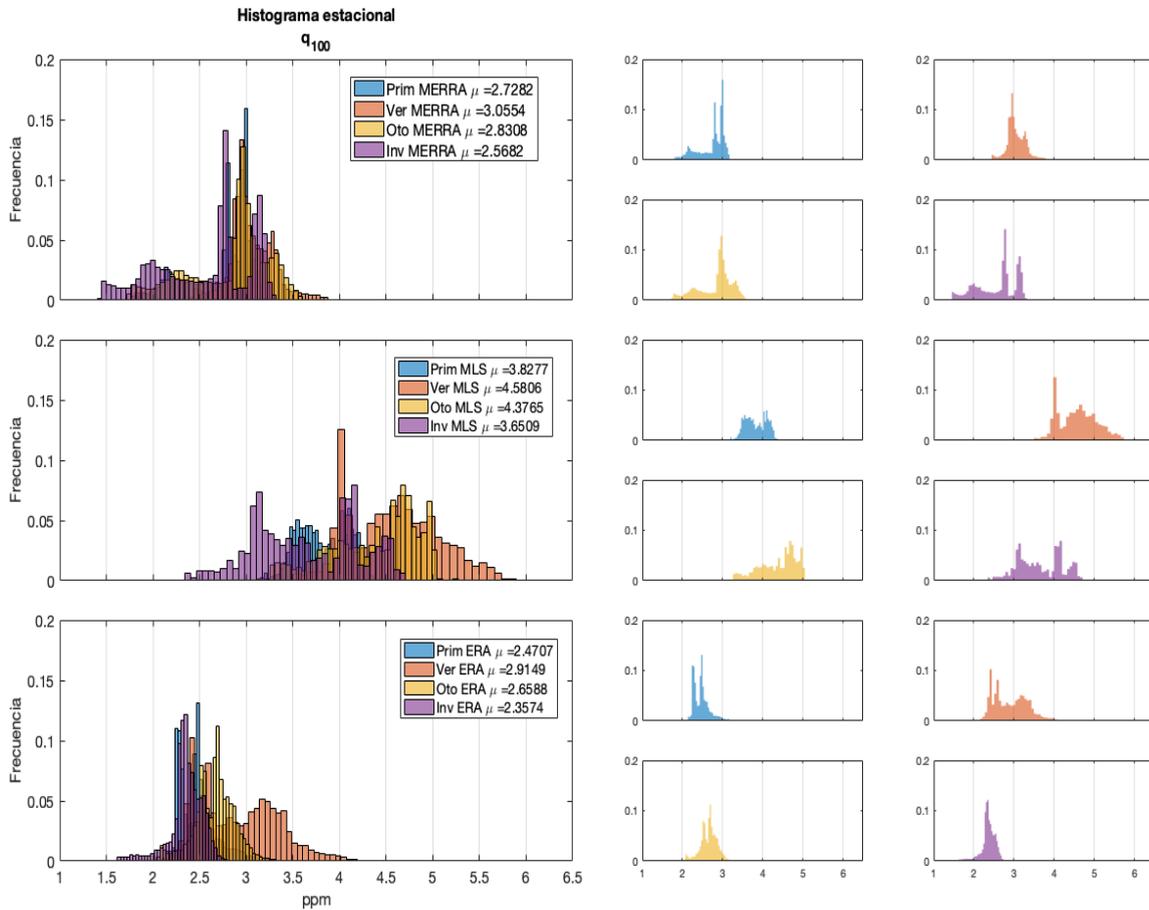


FIGURA 3.1: Histogramas de la distribución de los datos del reanálisis MERRA (arriba izquierda), reanálisis ERA-i (abajo izquierda) y observaciones MLS (centro izquierda) durante las diferentes estaciones del año desde 2005 hasta 2015, a la derecha se muestran los gráficos de las estaciones correspondientes por separado.

La distribución de los valores de la razón de mezcla del vapor de agua durante las diferentes estaciones en el reanálisis MERRA parecen no tener variaciones importantes, salvo por aquella debida por el ciclo estacional. Puede observarse como la distribución va progresando hacia la derecha del gráfico hasta verano para después retroceder conforme el paso del tiempo y los valores promedio se organizan $\mu_{ver} > \mu_{oto} > \mu_{pri} > \mu_{inv}$, consistente con lo observado en la Figura 3.3. Exceptuando a la estación invernal, que tiene una cantidad considerable de valores frecuentes más allá de una desviación estándar en la cola derecha (< 3.08), el resto de distribuciones por estaciones podrían aproximarse a una

distribución normal.

Se nota que la distribución de los datos para cada estación del año en el producto ERA-i van progresando hacia la derecha del gráfico hasta llegar a verano para después desplazarse hacia valores menores siguiendo el ciclo estacional conocido, sin embargo, se exhibe que los valores de verano tienen gran cantidad de mediciones que rebasan una desviación estándar en ambas colas (i.e [2.35, 3.16]), alejando a la distribución de esta estación a aproximarse a una distribución normal. De cualquier modo, también se nota que los valores medios $\mu_{ver} > \mu_{oto} > \mu_{pri} > \mu_{inv}$ se organizan similarmente a las observaciones.

- Variabilidad interanual

La variabilidad interanual del vapor de agua en la estratosfera puede relacionarse con diversos efectos como lo pueden ser la QBO, interacciones océano-atmósfera como ENSO y variaciones de la temperatura. En la 3.2 se muestra la serie de tiempo de la variabilidad interanual de la anomalía estandarizada del vapor de agua de ambos productos de reanálisis y del producto satelital en el nivel de 100 hPa durante 2005-2015, promediando los valores de la latitud 60°N a la latitud 60°S.

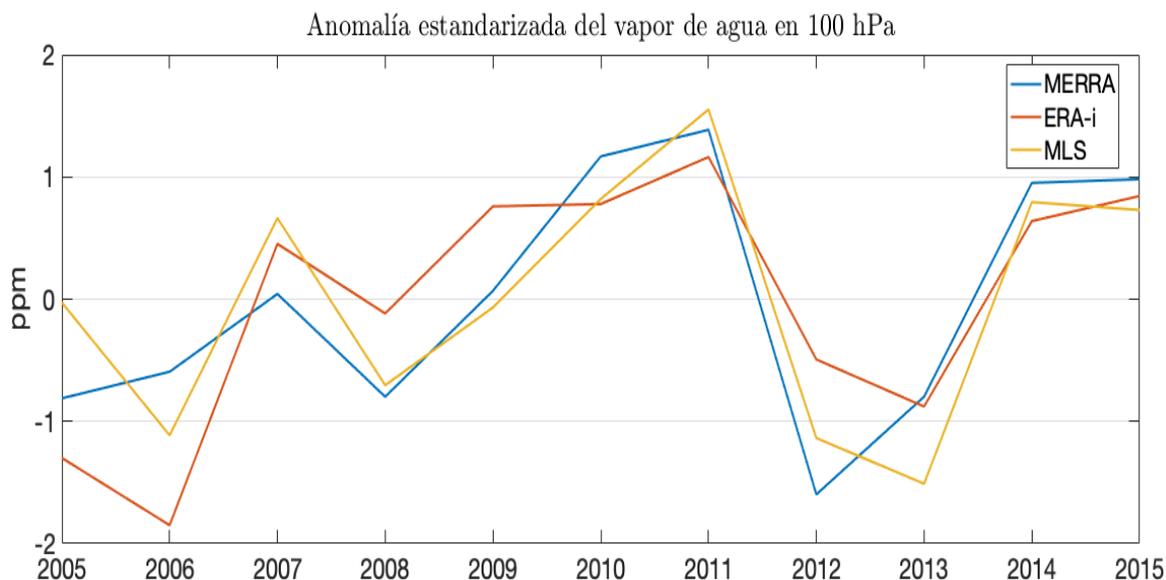


FIGURA 3.2: Variabilidad interanual de las anomalías del vapor de agua durante 2005-2015 en el nivel de 100 hPa. MERRA (azul), ERA-i (naranja) y MLS (amarillo).

Ambos productos parecen reproducir cercanamente los valores de observaciones, sin embargo parecen subestimar o sobrestimar las anomalías; pero tienen una tendencia bastante parecida. El coeficiente de correlación entre los reanálisis y las observaciones para este período donde ambos contienen datos es de 0.89 para MERRA, mientras que el coeficiente para ERA-i es de 0.79.

- Variabilidad mensual

El vapor de agua de la baja estratosfera muestra un fuerte ciclo estacional, el cual es la principal fuente de variabilidad en la región de la troposfera alta-estratosfera baja. En la Figura 3.3 se exhibe la evolución anual de la anomalía estandarizada del vapor de agua en el nivel de 100 hPa para ambos reanálisis, la cual ha sido promediada para el periodo de 2005 a 2015 y de la latitud 60°N a la latitud 60°S, así como las observaciones MLS.

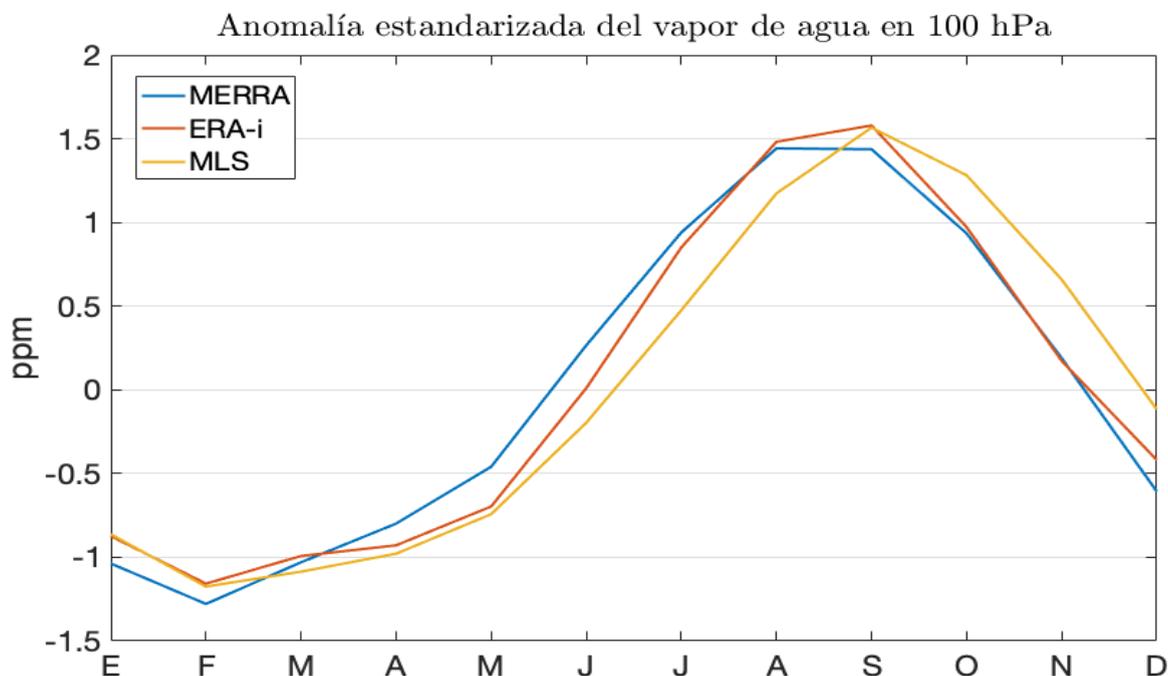


FIGURA 3.3: Ciclo estacional de las anomalías del vapor de agua durante 2005-2015 en 100 hPa de los reanálisis MERRA (azul) y ERA-i (naranja), así como en las observaciones de MLS (amarillo).

Se logran menores valores en los meses de enero-febrero-marzo en las tres bases de datos, cuando la tropopausa alcanza su fase más fría y esta región es en gran parte sometida a deshidratación. Los mayores valores se observan durante los meses de agosto-septiembre-octubre; el máximo se alcanza en septiembre para las 3 bases de datos, sin embargo, el segundo máximo se produce durante agosto en los datos de ambos reanálisis y en las observaciones ocurre durante octubre. Ambos reanálisis tienen un buen desempeño al representar las observaciones, con valores promedio aproximadamente correctos. Ambos reanálisis presentan un coeficiente de correlación superior a 0.9, con respecto a los datos satelitales.

- Distribución de los datos

En la Figura 3.4 se comparan ambos productos de reanálisis contra el producto satelital mediante una gráfica de cajas, lo que nos permite visualizar como se encuentran distribuidos los datos, así como su grado de dispersión y simetría.

Se considera la anomalía estandarizada del promedio anual del vapor de agua en 100 hPa de 2005 a 2015.

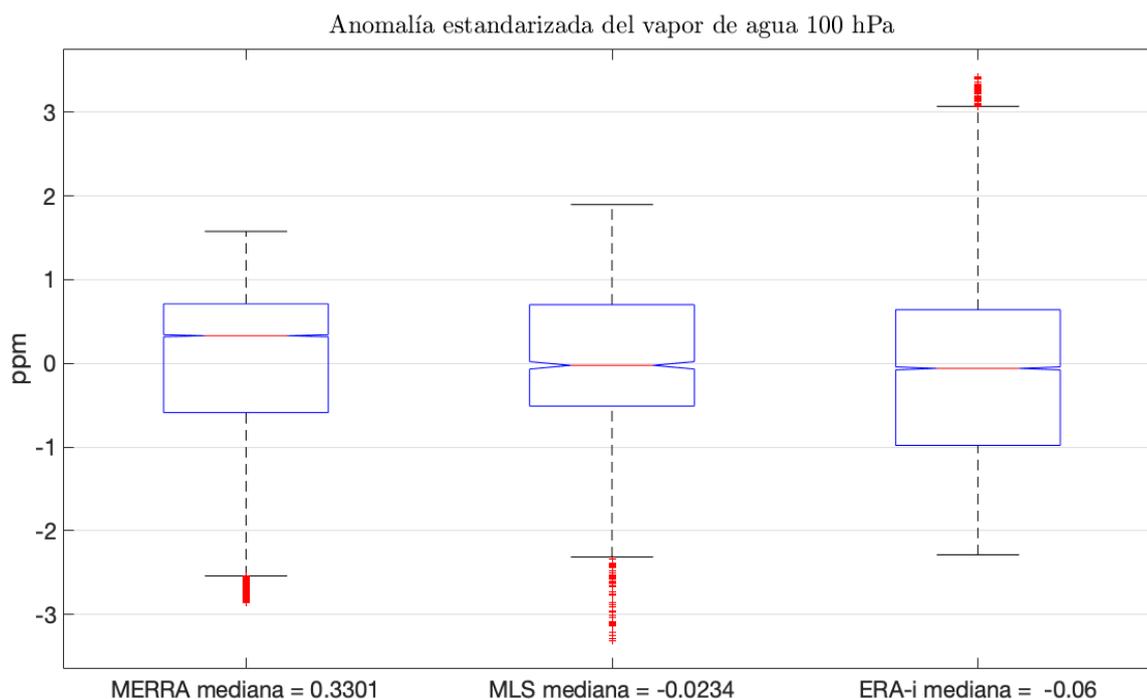


FIGURA 3.4: Gráfico de caja de la distribución de los datos de vapor de agua durante 2005-2015 en 100 hPa de ambos reanálisis y los datos satelitales. MERRA (izquierda), MLS (centro) y ERA-i (derecha).

Los rangos intercuartiles de los tres productos son similares, particularmente en el caso de los datos MLS y MERRA. Sin embargo, la mediana de los datos MLS y ERA-i se encuentran más cerca, -0.02 y -0.06 ppm respectivamente. El valor de la mediana en el reanálisis MERRA se localiza en 0.33 ppm. También cabe destacar que para MERRA la distancia entre el primer cuartil y la mediana es casi el doble que la distancia entre la mediana y el tercer cuartil. Caso contrario a ERA-i, pues la distancia a dichos cuartiles desde la mediana es casi igual. En cuanto a MLS se observa que el rango de la mediana al tercer cuartil es mayor que la distancia del primer cuartil a la mediana. Por otro lado, los bigotes de las cajas, que representan los rangos del 25% de los datos de la parte inferior y superior, muestran que los valores representados en MERRA y MLS, tienen

una distribución más parecida pues ERA-i tiene bigotes superiores que logran alcanzar hasta valores de 3 ppm, mientras en los otros dos conjuntos de datos no superan los 2 ppm. En los tres casos se observan valores atípicos, sin embargo sólo en ERA-i están presentes por encima del bigote superior, mientras que en MERRA y MLS se encuentran por debajo del bigote inferior. En resumen, la distribución de los datos del reanálisis MERRA es más aproximada a las observaciones, a pesar de que los datos MERRA presentan un valor mediano superior. En cambio los datos de ERA-i están más dispersos y a pesar de que su distribución presenta sesgo negativo, posee valores atípicos positivos, justo al revés que en la distribución de las observaciones.

- Distribución espacial

Las Figuras 3.5, 3.6, 3.7 y 3.8 comparan la distribución latitud-longitud del vapor de agua de la estratosfera baja promediado durante las estaciones boreales sobre el periodo completo de 2005 a 2015. En general, se muestra en los mapas valores mínimos alrededor del ecuador, mientras que $\sim 30^\circ$ se aprecian valores máximos en ambos hemisferios y los valores se van atenuando ligeramente hacia el polo. También de forma general se observa que ERA-i tiende a mostrar valores menores el hemisferio sur. Sin embargo, las figuras revelan otras diferencias que se describen a continuación.

Los valores máximos en primavera (Figura 3.5) en el caso de las observaciones MLS, se aprecia en latitudes medias de ambos hemisferios donde se registran valores máximos superiores a 4 ppm, además de una región en el Atlántico Norte/golfo de México y otra más en el golfo de Bengala; mientras que los valores mínimos se encuentran en el ecuador. Del mismo modo MERRA muestra un cinturón de valores mínimos a lo largo del ecuador, y aproximadamente a los 20° en ambos hemisferios se localizan los valores altos, con máximos centrados en el Pacífico ecuatorial y el Atlántico Norte tropical para el hemisferio norte donde

los valores continuamente van disminuyendo conforme se acercan al Polo Norte. En el hemisferio sur se mantienen valores elevados hasta latitudes medias. Por último, en el caso de ERA-i, los valores máximos se encuentran muy localizados, sobre el Pacífico Norte central y el mar Caribe, valores muy pequeños predominan en el resto del globo, siendo esto aún más notable en el hemisferio sur. Por tanto, en el caso de la primavera los datos de MERRA reproducen claramente de mejor manera la distribución espacial de las observaciones que los datos ERA-i

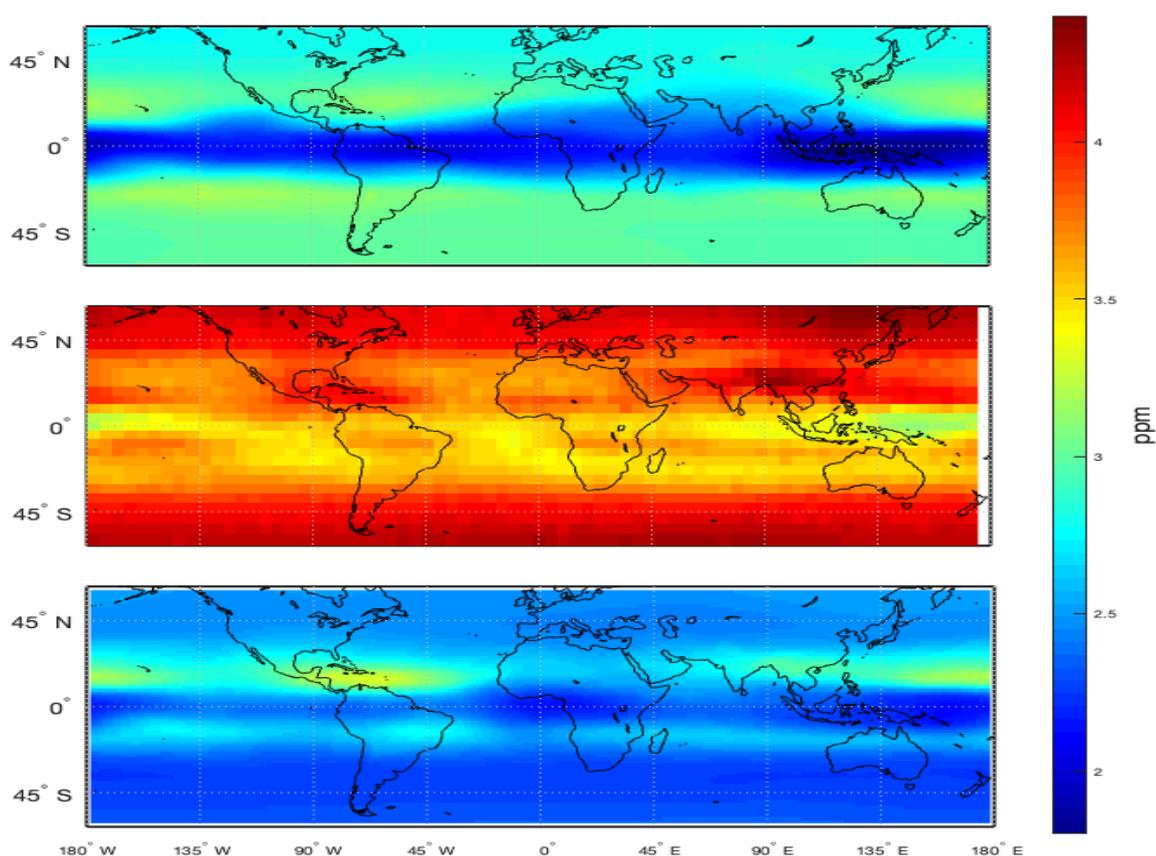


FIGURA 3.5: Climatología 2005-2015 del vapor de agua en 100 hPa del reanálisis MERRA (arriba), MLS (centro) y ERA-i (abajo), para los meses de primavera (AMJ)

Durante los meses de verano (Figura 3.6) es evidente que los valores máximos son cercanos a las zonas de monzón en Asia y América, para ambos reanálisis y las observaciones. Estas últimas concentran valores mayores a 5.5 ppm en las

regiones del monzón de Norteamérica, del monzón de la India y del monzón del Pacífico noroccidental. En el ecuador existe una pequeña región sobre el océano Atlántico con valores menores a 4 ppm, los cuales también se registran a lo largo de las latitudes medias del hemisferio sur. La distribución de los valores de ERA-i es similar, aunque sobre América del Norte son más altos y comprenden una zona más amplia, y los valores máximos están unidos zonalmente sobre el Pacífico. En este caso la región con valores menores ocurre en el ecuador sobre el hemisferio este. A partir de aproximadamente 20° hacia los polos en ambos hemisferios los valores del vapor de agua son mínimos. MERRA tiene la particularidad durante esta estación de mantener los valores mínimos a lo largo del ecuador; también en este reanálisis los valores en el hemisferio sur no son tan mínimos como lo son en el ecuador. En resumen, podemos afirmar que en el caso del verano los datos de ERA-i se acercan más a las observaciones, aunque las diferencias con MERRA no son tan acentuadas.

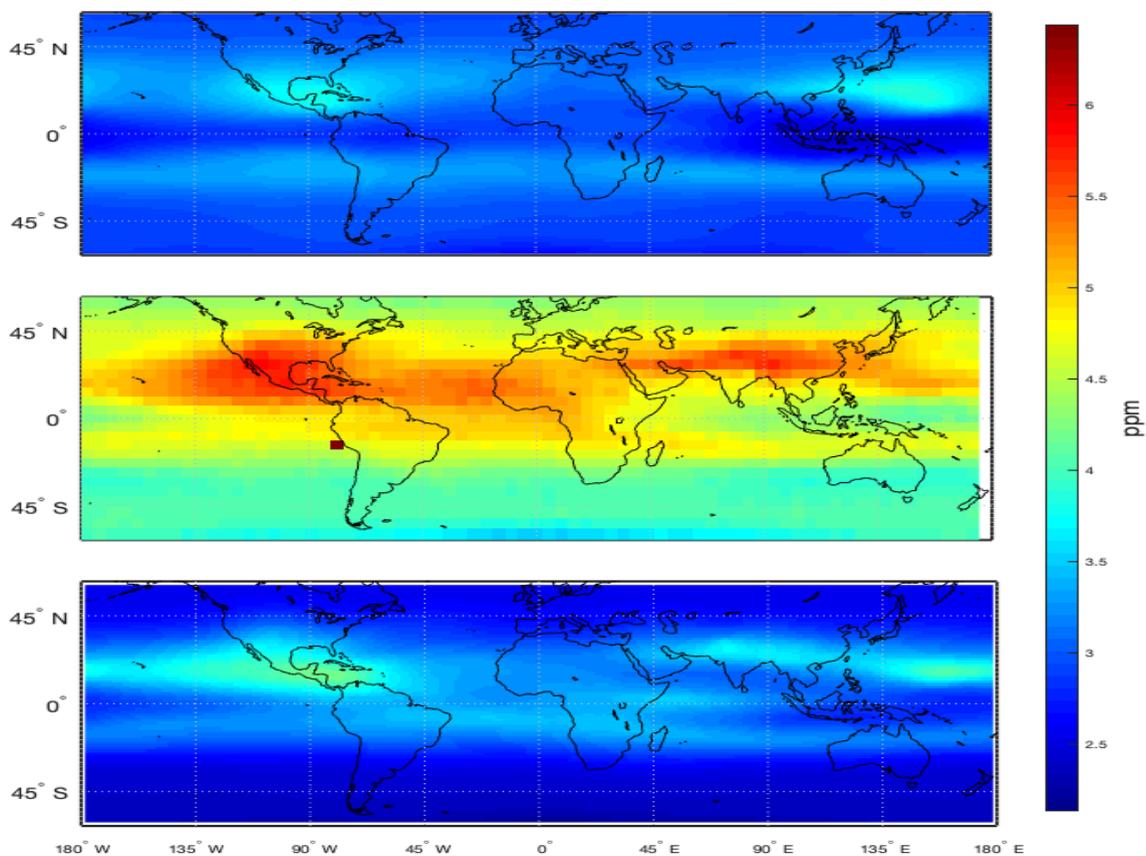


FIGURA 3.6: Climatología 2005-2015 del vapor de agua en 100 hPa del reanálisis MERRA (arriba), MLS (centro) y ERA-i (abajo), para los meses de verano (JAS)

Durante la estación otoñal (Figura 3.7) los valores máximos en la observaciones se sitúan en las latitudes medias del hemisferio norte, donde los valores superan los 4.8 ppm, mientras que en el hemisferio sur no llegan a ser mayores a 4.6 ppm. En el ecuador hay una región de valores mínimos, siendo siempre menores a 4 ppm. Mientras que en ERA-i se representa discontinuamente un cinturón de valores mínimos en el ecuador, hay valores máximos muy localizados en ambos hemisferios, alrededor de los 20° de latitud. Los valores máximos en MERRA también se localizan en las latitudes medias, pero en este caso la magnitud es superior en el hemisferio sur, sobre el Pacífico occidental y el Índico, va descendiendo hacia el Polo Sur. El cinturón de valores mínimos sobre el ecuador

se mantiene durante estos meses. Podemos concluir que los datos del reanálisis MERRA presentan un comportamiento más cercano a las observaciones.

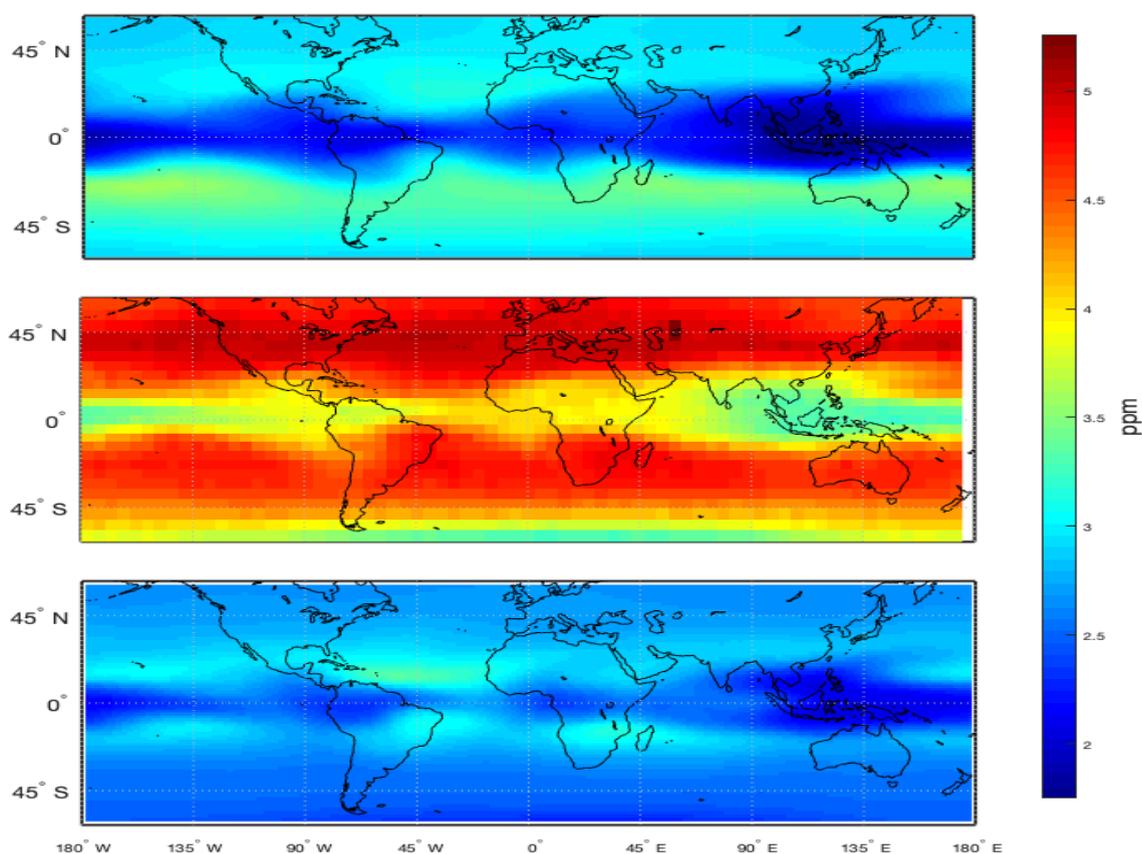


FIGURA 3.7: Climatología 2005-2015 del vapor de agua en 100 hPa del reanálisis MERRA (arriba), MLS (centro) y ERA-i (abajo), para los meses de otoño (OND)

En los meses invernales (Figura 3.8) en los datos MLS se concentran en las latitudes medias del hemisferio norte los valores máximos que superan los 4 ppm, mientras que en las latitudes medias del hemisferio sur los valores son menores a 4 ppm; aproximadamente de 30°N a 30°S sobre el Atlántico se registran valores mínimos, siendo siempre inferiores a 3.5 ppm. Para el caso de MERRA, los valores máximos se encuentra en gran parte del hemisferios sur, los valores mínimos a lo largo del ecuador y en el hemisferio norte hay valores cercanos a 2.80 ppm. Por otro lado, ERA-i muestra una distribución muy diferente, pues tiene regiones pequeñas localizadas cercanas al ecuador en ambos hemisferios de

valores altos en el Pacífico, Atlántico e Índico, además de que en el hemisferio norte a partir de $\sim 30^\circ$ hacia el norte se registran valores cercanos al máximo. También se notan valores mínimos sobre el ecuador, principalmente en el Pacífico oeste y central. De nuevo, los datos del reanálisis MERRA reproducen mejor la distribución espacial de la climatología observada durante el invierno.

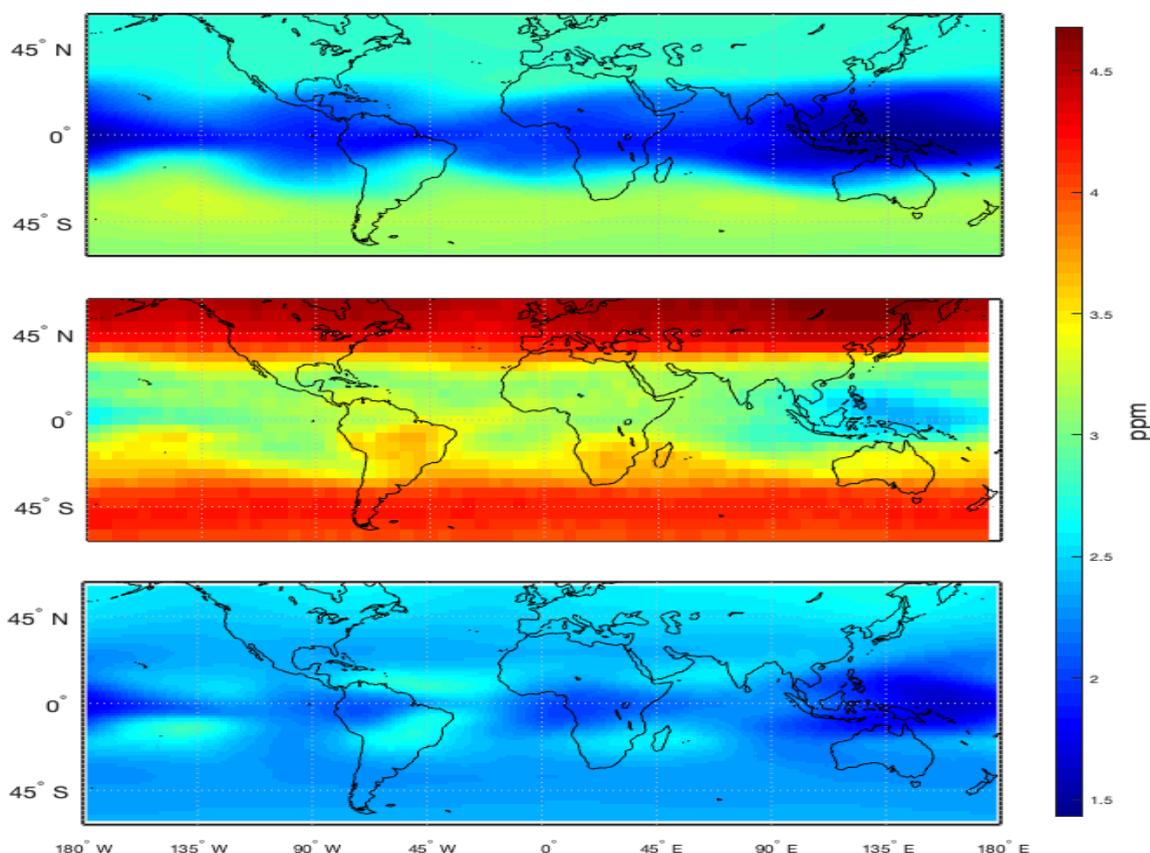


FIGURA 3.8: Climatología 2005-2015 del vapor de agua en 100 hPa del reanálisis MERRA (arriba), MLS (centro) y ERA-i (abajo), para los meses de invierno (EFM)

Ambos reanálisis no tienen un buen desempeño al representar la variabilidad interanual, la variabilidad estacional y la distribución de los datos comparándolos con los datos satelitales. Sin embargo, en general, podemos afirmar que para la climatología del vapor de agua en la estratosfera baja, MERRA muestra ser cercano a los datos satelitales MLS, mientras que ERA-i tiene un pronunciado sesgo seco en el hemisferio sur, excepto durante la estación de verano en la que la base de datos ERA-i

se muestra más parecida a las observaciones. Estos resultados son consistentes con la bibliografía existente, por ejemplo Shangguan et al. (2016) afirman que MERRA reproduce de buena manera la climatología de MLS. En Davis et al. (2017), se ha encontrado que MERRA produce valores razonables del vapor de agua estratosférico, que tiene variaciones con sentido físico, ERA-i también exhibe valores permitidos, a pesar de tener una simple parametrización de la oxidación del metano y estar principalmente controlado por la deshidratación en la capa de la tropopausa tropical. Sin embargo, MERRA parece capturar de buena manera los valores máximos en la estratosfera durante las diferentes estaciones, así como tener una variación interanual y estacional más cercana a las observaciones. Es por ellos que se seleccionara MERRA para realizar las regresiones.

3.2. Análisis de regresión univariada

Con el reanálisis MERRA seleccionado para el análisis, se procede a realizar regresiones de una sola variable en cada punto de malla, utilizando como regresor cada uno de los índices descritos en la sección 2.2. Se muestran a continuación los mapas de los coeficientes estimados, las regiones con significancia estadística y de los coeficientes de determinación de cada una de las regresiones, para las diferentes estaciones del año durante los años 1979 a 2015, pues en dicha temporalidad tienen cobertura tanto los índices como el reanálisis.

- Temperatura del aire en 100 hPa.

En la Figura 3.9 se muestran los coeficientes estimados de las regresiones univariada para las estaciones de primavera, verano, otoño e invierno respectivamente. Se muestra en una escala de color las regiones con coeficientes positivos (tonos rojizos), nulos (blanco) o negativos (tonos azulados), además de enmarcar aquellos coeficientes que tienen significancia estadística. Las regresiones se realizan

en cada punto de malla en todas las longitudes dentro de las latitudes de 40°N y 40°S , considerando las distintas estaciones para el período de tiempo desde 1979 hasta 2015.

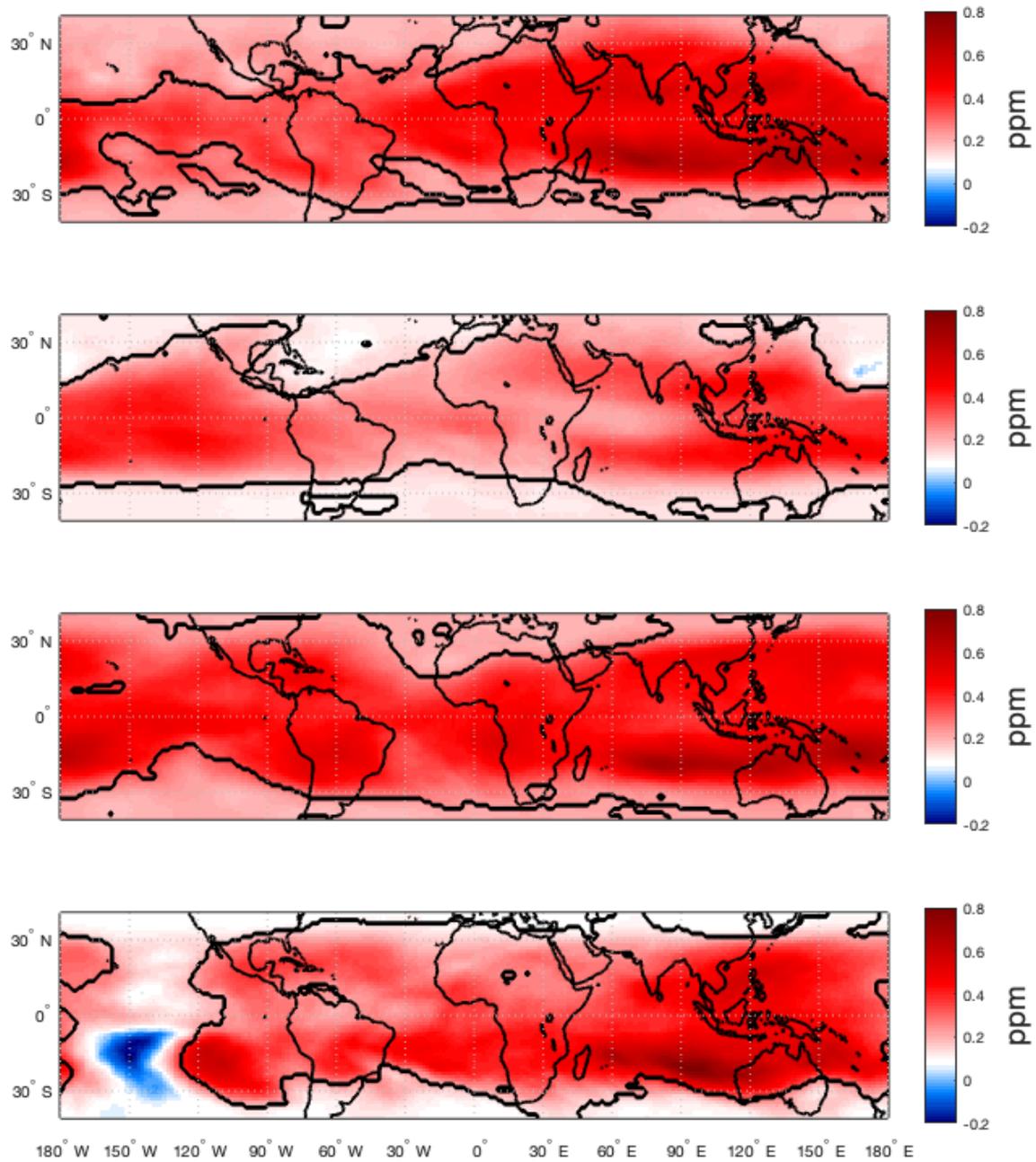


FIGURA 3.9: Coeficientes estimados de la regresión univariable con el índice T_{100} durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno. Los contornos indican las regiones de significancia estadística.

En los mapas se exhibe una región de coeficientes positivos con significancia estadística bastante amplia, que es consistente durante el transcurso de las estaciones. Durante primavera, se alcanza el valor máximo es ~ 0.65 ppm, los cuales se localizan principalmente en el océano Indico. En verano, el valor máximo es ~ 0.45 ppm, y estos valores se localizan en la región de la alberca caliente y parte del Pacífico central, además de que hay considerablemente más coeficientes negativos que en primavera, pero muy pocos cuentan con significancia estadística. Para la estación otoñal la región de coeficientes positivos con significancia estadística es casi global salvo por algunos coeficientes pequeños en el norte de África, el valor máximo registrado es ~ 0.65 ppm; los coeficientes negativos en este caso son despreciables. Finalmente en invierno, la región de coeficientes positivos con significancia estadística se extiende casi por todo el mapa, a excepción de una discontinuidad que se encuentra aproximadamente entre 160°W y 120°W , el valor máximo alcanzado es de ~ 0.82 ppm; la mayoría de estos valores se localizan en el océano Índico. Debido a la íntima relación que hay entre el vapor de agua de la estratosfera baja con la temperatura en dicha región, estos resultados son precisamente lo esperado, otorgándole sentido físico al modelo.

En la Figura 3.10 se muestran los mapas de los coeficientes de determinación de las regresiones usando el índice de la temperatura a 100 Pa, en las diferentes estaciones. En general se observa que los mayores valores coinciden con la regiones de significancia estadística de los coeficientes estimados, logrando valores máximos que se localizan dentro de los trópicos oscilando entre 0.5 y 0.6. Los valores de los coeficientes de estas regresiones se encuentran resumidos en el Cuadro 3.1.

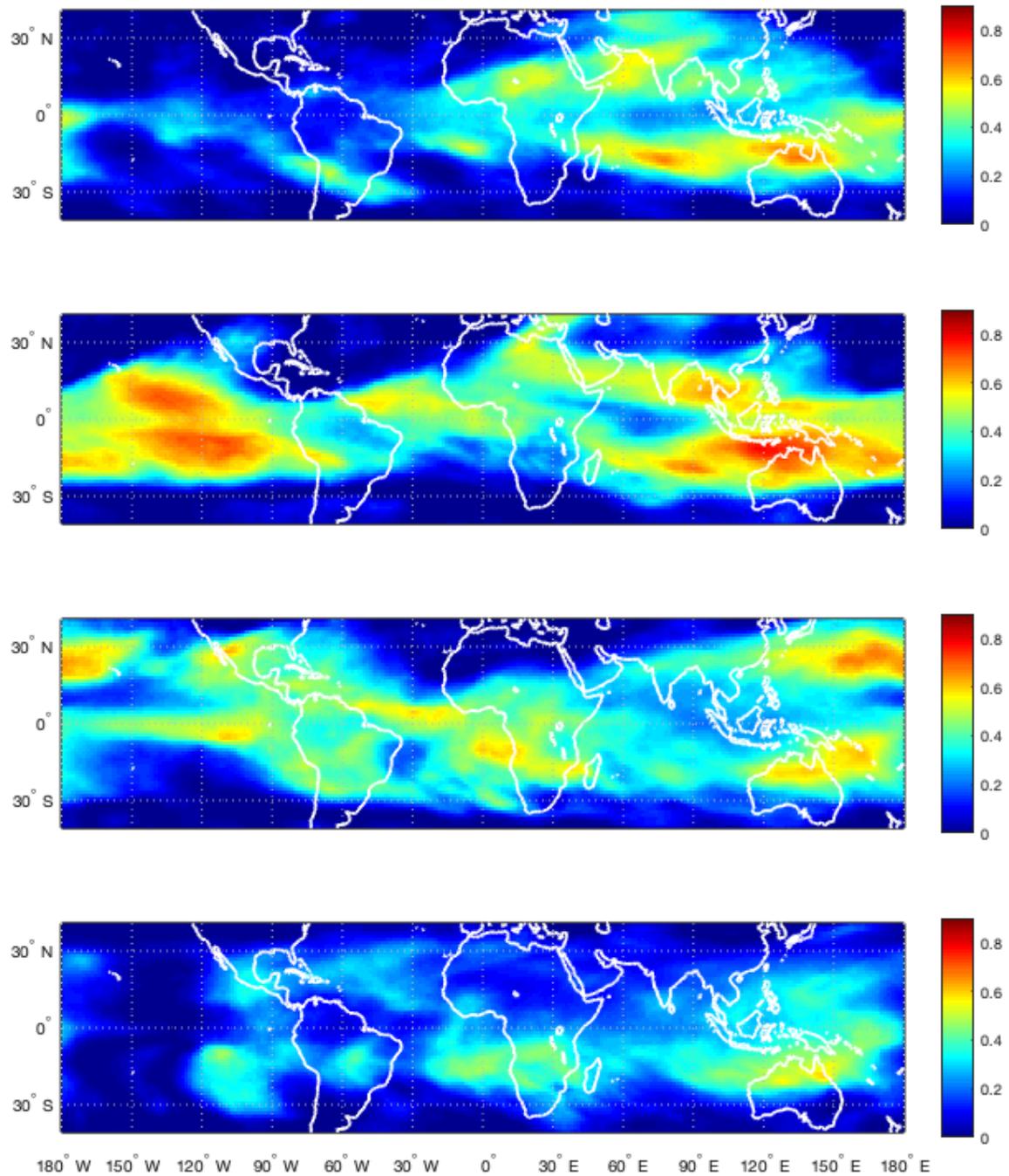


FIGURA 3.10: Coeficientes de determinación de la regresión univariable con el índice T_{100} durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno.

Coeficiente	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Estimación máximo	0.6	0.4	0.6	0.8
Estimación mínimo	0	-0.05	0	-0.25
Determinación máximo	0.65	0.75	0.65	0.6

CUADRO 3.1: Resumen de las regresiones univariables con la temperatura en 100 hPa.

- MEI.

En la Figura 3.11 se muestran los coeficientes estimados de las regresiones univariadas con el índice MEI, mostrando las regiones con coeficientes positivos, nulos y negativos así como aquellos con significancia estadística. En primavera se presentan tres pequeñas regiones de coeficientes negativos con significancia estadística, dos de ellas son simétricas con respecto al ecuador en el Pacífico central, dentro de las cuales se encuentran valores mínimos y la tercera se encuentra sobre Centroamérica. Los coeficientes positivos con significancia estadística ocupan gran parte del mapa. Los coeficientes más altos se concentran en el océano Indico sur abarcando también parte de la región de alberca de agua caliente. Durante el verano existe una región de coeficientes mínimos con significancia estadística que se centra en el Pacífico extendiéndose hacia el oeste con un patrón de herradura. En cuanto a los coeficientes positivos con significancia estadística, los valores cercanos al máximo se localizan en Centroamérica, extendiéndose zonalmente.

El caso de la estación otoñal, se caracteriza por tener una región de coeficientes negativos con significancia estadística que contienen valores mínimos la cual se encuentra en el Pacífico este, extendiéndose hacia el oeste con un patrón de herradura. Se tiene una región bastante amplia de coeficientes positivos con significancia estadística que contiene valores máximos, los cuales se centran en el océano Indico, de ahí dicha región se extiende hacia el oeste abarcando hasta el mar de filipinas. Durante el invierno existe una región de coeficientes de determinación negativos con significancia estadística que contiene valores mínimos, localizada en el Pacífico este-central. En cuanto a las regiones de coeficientes positivos se tienen cuatro regiones con significancia estadística, en el Pacífico sureste, dos en el Atlántico (Sur y Norte), y la última es la más extensa, además de contener valores máximos, centrada en el océano Indico con extensión zonal. Estos resultados son consistentes con el trabajo de Ding and Fu (2018), lo cuales

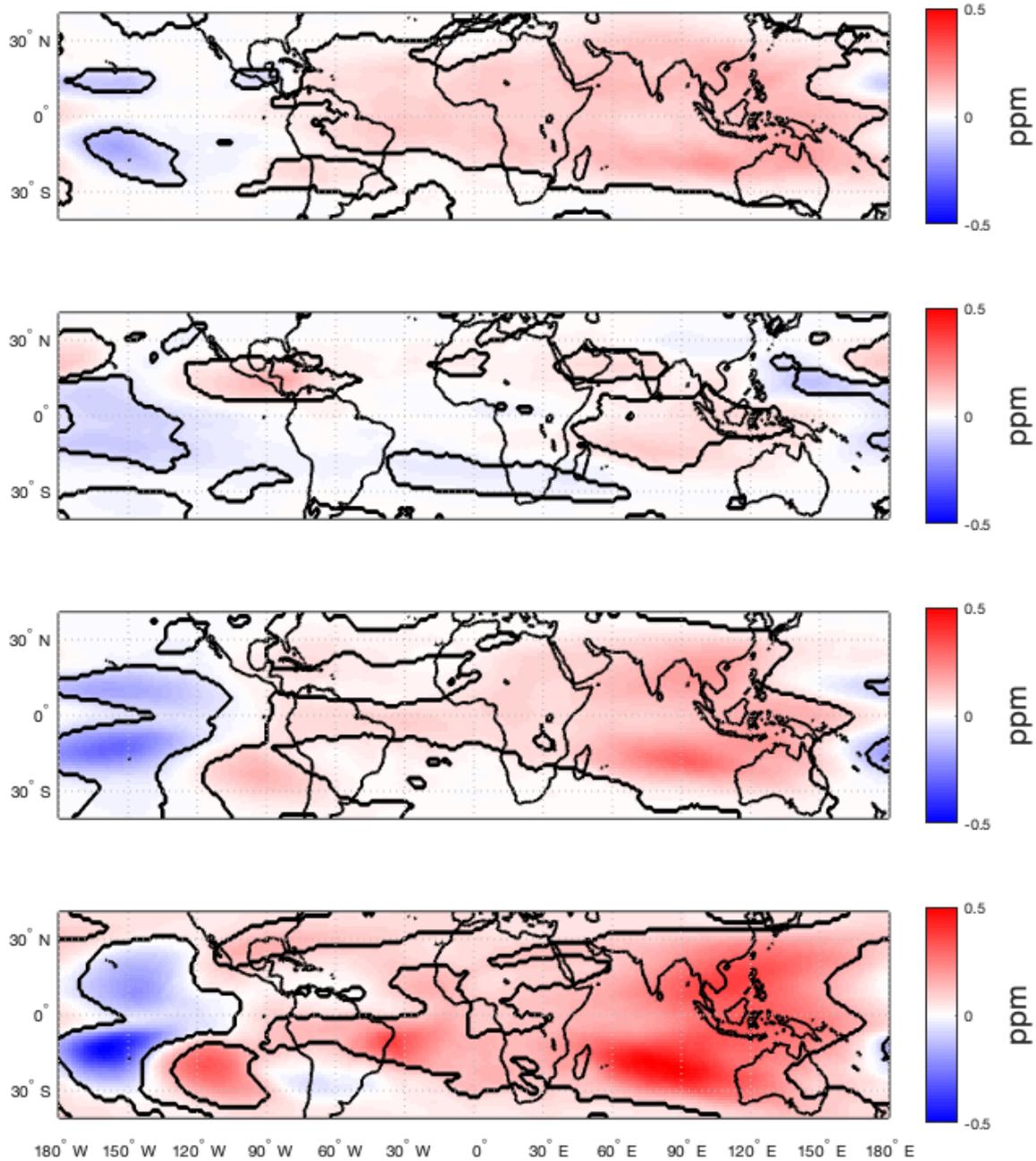


FIGURA 3.11: Coeficientes estimados de la regresión univariable con el índice MEI durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno. Los contornos indican las regiones de significancia estadística.

encontraron que un calentamiento en el Pacífico central seca la baja estratosfera sobre dicha región, también observándose en el estudio más vapor de agua sobre la región del océano Indico. En la Figura 3.12 se muestran los mapas de

los coeficientes de determinación de las regresiones de cada estación utilizando el índice MEI. Durante primavera se nota que en aquellas regiones donde hay coeficientes estimados con significancia estadística se encuentran altos valores del coeficiente de determinación, llegando a un valor máximo de 0.55. En cuanto a los meses de verano los coeficientes de determinación más altos se ubican sobre Centroamérica y una pequeña zona del Pacífico Norte. En la estación de otoño los coeficientes de determinación sobre los coeficientes estimados significativamente estadísticos van de 0.4 hasta 0.7. Los coeficientes de determinación en invierno toman valores entre 0.4 y 0.7 sobre las regiones de coeficientes de determinación máximos, mientras que en las regiones con coeficientes de determinación mínimos se tienen coeficientes de terminación que oscilan entre 0.5 y el valor máximo 0.8. En el Cuadro 3.2 se muestran los valores extremos de los coeficientes.

Coeficiente	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Estimación máximo	0.2	0.15	0.3	0.2
Estimación mínimo	-0.15	-0.1	-0.2	-0.3
Determinación máximo	0.55	0.5	0.7	0.8

CUADRO 3.2: Resumen de las regresiones univariadas con ENSO.

- EMI.

En las Figura siguiente 3.13 se muestran las distribuciones espaciales de los coeficientes estimados con la respectiva significancia estadística, obtenidos de las regresiones univariadas en cada estación del año utilizando el índice EMI en el período de 1979 a 2015. En primavera se exhibe una amplia región de coeficientes negativos, localizada en el Pacífico central tropical con un patrón de herradura. En cuanto a los coeficientes positivos la región más extensa que contiene valores máximos se localiza en el Atlántico Sur sobre una área muy limitada que se extiende de 60°W a 0°. Durante los meses de verano predominan

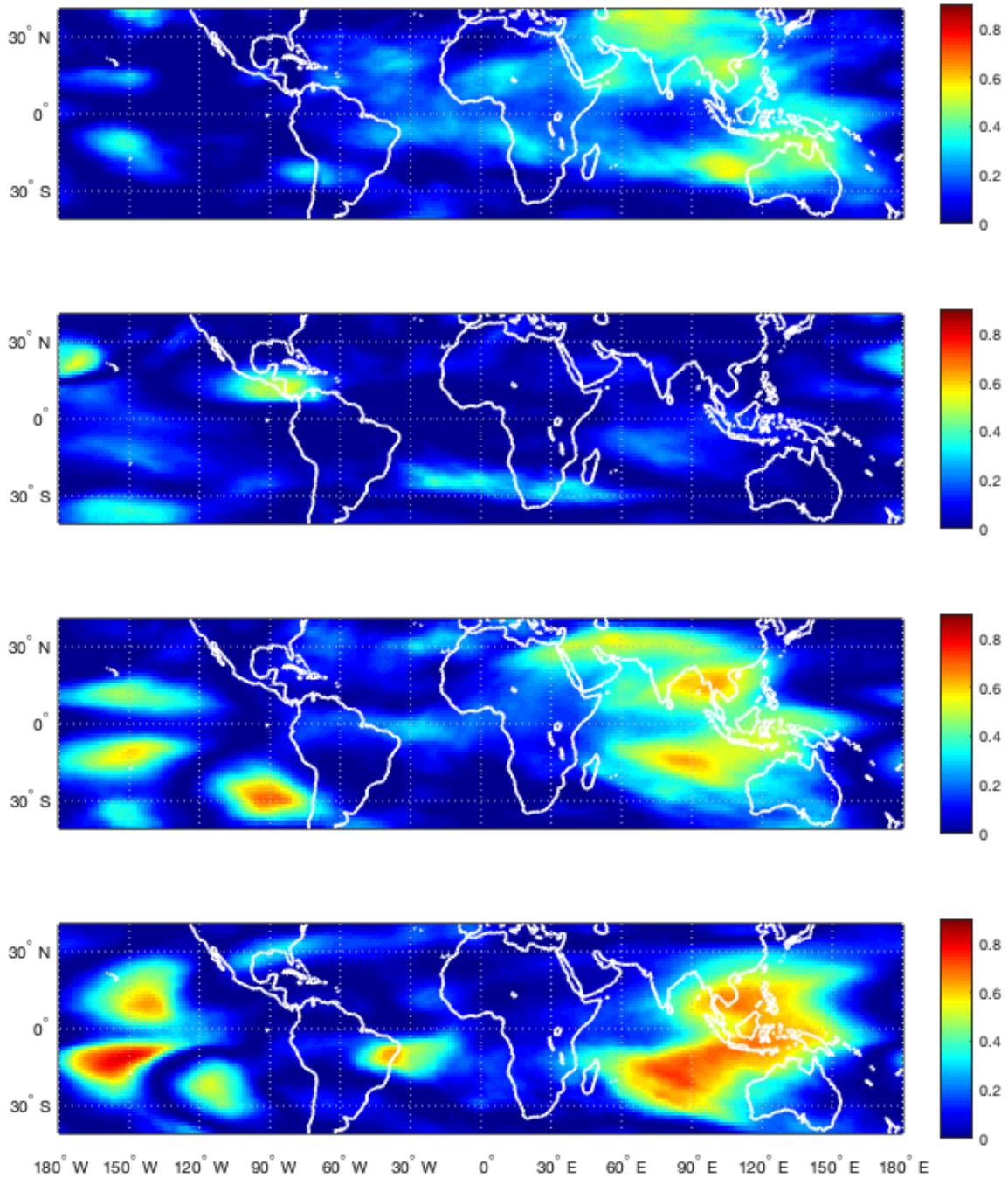


FIGURA 3.12: Coeficientes de determinación de la regresión univariable con el índice MEI durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno.

valores negativos, la región con significancia estadística que contiene valores mínimos se localiza en el Pacífico central tropical, extendiéndose hacia el oeste. La región de valores positivos incluyendo los valores máximos está localizada en

la Pacífico central norte, justo al norte de la región de valores negativos. En la estación de otoño la región de valores mínimos se localiza en el Pacífico central y tiene una apariencia simétrica respecto al ecuador. Los coeficientes positivos significativos se localizan en el océano Indico, abarcando porciones continentales a su alrededor. Para los meses de invierno la distribución de los coeficientes cambia ligeramente con respecto a la estación anterior, pues la región de valores mínimos permanece en la misma región, sin embargo, los valores son más cercanos a cero. En cuanto a los coeficientes positivos la región en el océano Indico ahora es mucho más extensa tanto zonal como meridionalmente.

En resumen podemos decir que la respuesta a un calentamiento en el Pacífico central y oriental es bastante similar en otoño e invierno, no siendo así en primavera y verano. Estas señales hacen sentido en la región donde se encuentran los valores máximos, pues corresponden con las regiones con la anomalía positiva de actividad convectiva durante la ocurrencia del fenómeno. Por otro lado, en la Figura 3.14 se pueden apreciar mapas de la distribución de los coeficientes de determinación de las regresiones efectuadas en cada estación del año. Durante la primavera, sobre los coeficientes estimados con significancia estadística los coeficientes de determinación oscilan entre 0.3 y 0.45. En el verano las regiones localizadas en el Pacífico central, pueden tener valores del coeficiente de determinación de hasta 0.35. Para la estación otoñal sobre la región en el Pacífico este sur los coeficientes estimados no eran máximos pero los de determinación si, llegando hasta 0.55. En invierno, de igual manera las regiones con coeficientes estimados positivos en el Atlántico y el Indico no tienen valores altos de coeficientes de determinación, pues llegan hasta 0.4, pero la región en el Pacífico este sur y la región de coeficientes de determinación negativos pueden llegar a tener hasta valores máximos de 0.6. Los valores extremos de los coeficientes se resumen en el Cuadro 3.3.

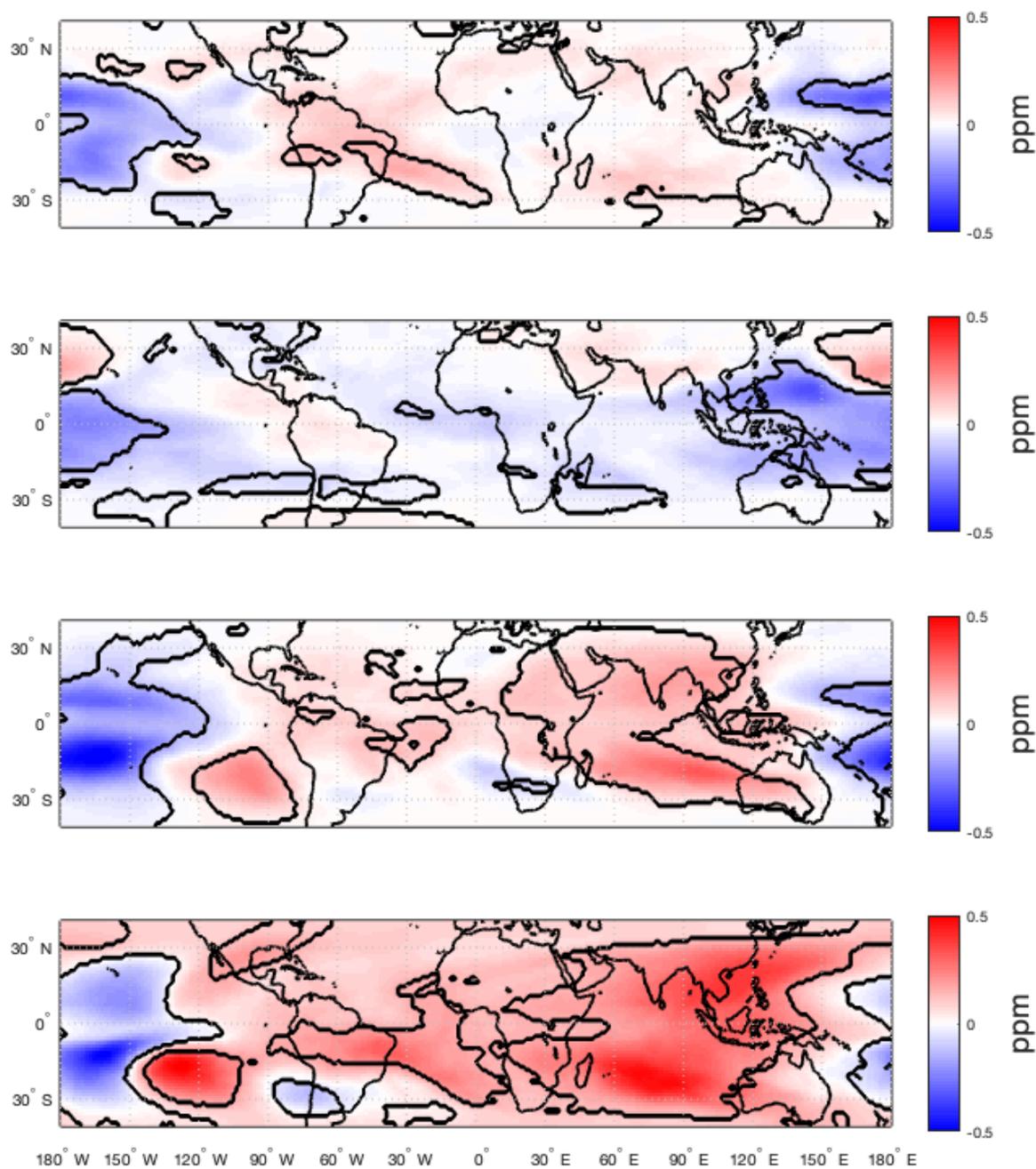


FIGURA 3.13: Coeficientes estimados de la regresión univariable con el índice EMI durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno. Los contornos indican las regiones de significancia estadística.

Coeficiente	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Estimación máximo	0.15	0.2	0.3	0.3
Estimación mínimo	-0.3	-0.3	-0.5	-0.5
Determinación máximo	0.4	0.35	0.55	0.6

CUADRO 3.3: Resumen de las regresiones univariables con ENSO Modoki.

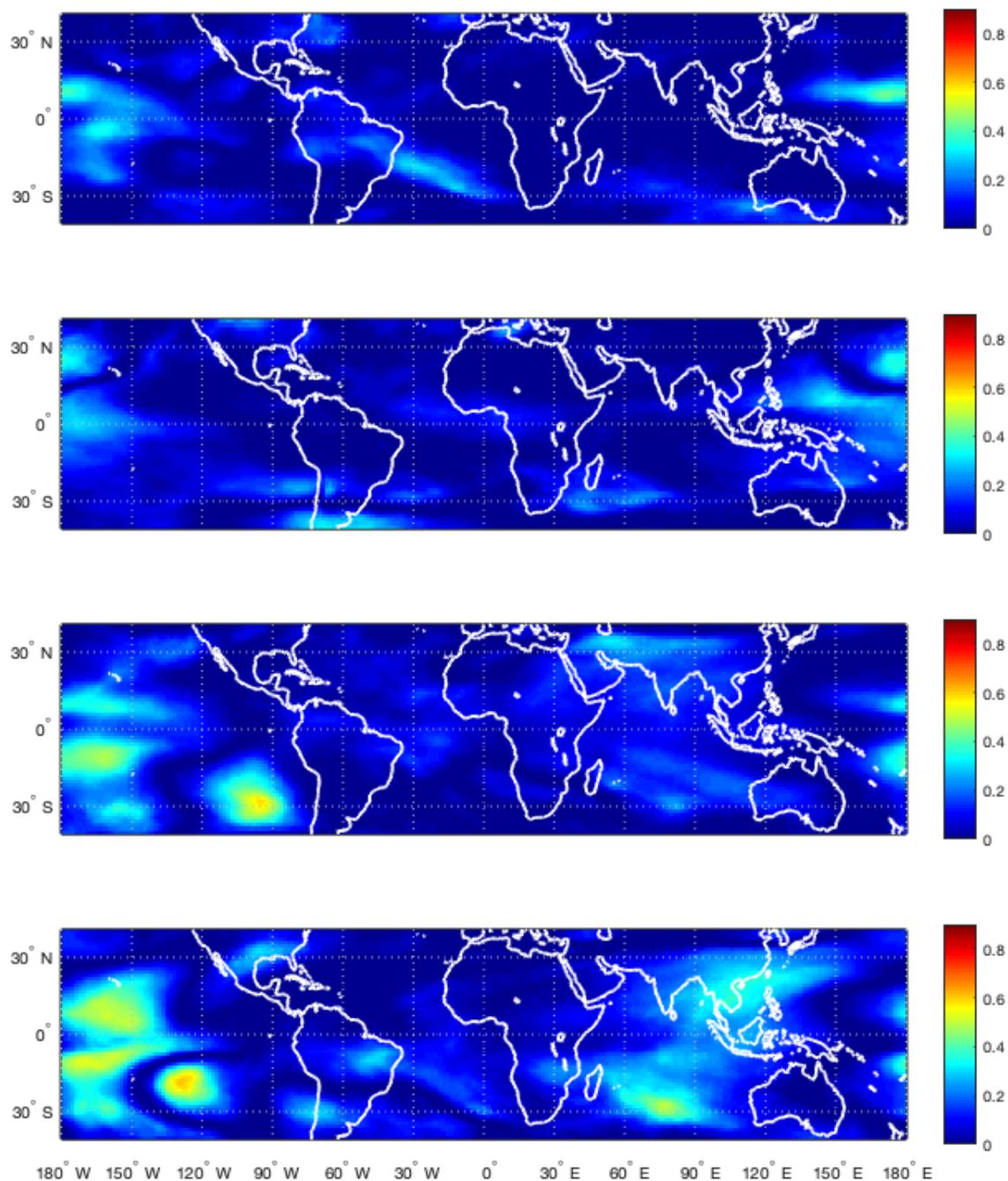


FIGURA 3.14: Coeficientes de determinación de la regresión univariable con el índice EMI durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno.

■ QBO.

En la Figura 3.15 se presentan los mapas de la distribución de los coeficientes estimados con su significancia estadística obtenidos de las regresiones univariables

con el índice de la oscilación cuasi-bienal (QBO) en cada estación del año. En primavera se muestra una región con valores máximos localizada en el Pacífico este tropical, abarcando cierta parte continental de Sudamérica. Los coeficientes mínimos se localizan principalmente en el Pacífico noroeste. En el transcurso de los meses de verano la región de coeficientes positivos con valores máximos se localiza a lo largo de un cinturón ecuatorial que abarca aproximadamente $\pm 15^\circ$. Las regiones con valores mínimos son particularmente pequeñas. Durante otoño se observa una región con valores positivos a lo largo del ecuador, ensanchándose en el Pacífico oriental tropical y el océano Indico, que es donde también se presentan los valores máximos. Los valores mínimos vuelven a presentarse en regiones pequeñas. En el invierno la distribución es un tanto parecida a la estación otoñal, con una amplia franja de valores positivos sobre los trópicos. Además de que el valor neto de los coeficientes es particularmente más alto durante esta estación. Estos resultados son consistentes con los hallados por Tao et al. (2019), en las simulaciones de un modelo climático, las señales del vapor de agua estratosférico producidas por la variación de la QBO son especialmente pequeñas en magnitud al utilizar los datos de MERRA-2, comparadas con los resultados de las simulaciones alimentadas con otros productos de reanálisis. Esto nos lleva a pensar que MERRA pueda subestimar la señal de la QBO en el vapor de agua de la baja estratosfera.

En la Figura 3.16 se muestra la distribución espacial de los coeficientes de determinación de las regresiones univariadas con el índice QBO. En primavera se observa que sobre las regiones de coeficientes estimados negativos los coeficientes de determinación pueden llegar a tener valores máximos de 0.25. Durante verano, contrariamente a primavera, los coeficientes de determinación máximos se localizan sobre los coeficientes estimados positivos, llegando hasta valores de 0.35. Continuando con esta distribución espacial, en los meses de otoño e invierno los coeficientes de determinación llegan a ser máximos con valores de 0.5 sobre las regiones donde los coeficientes estimados son positivos y máximos. En

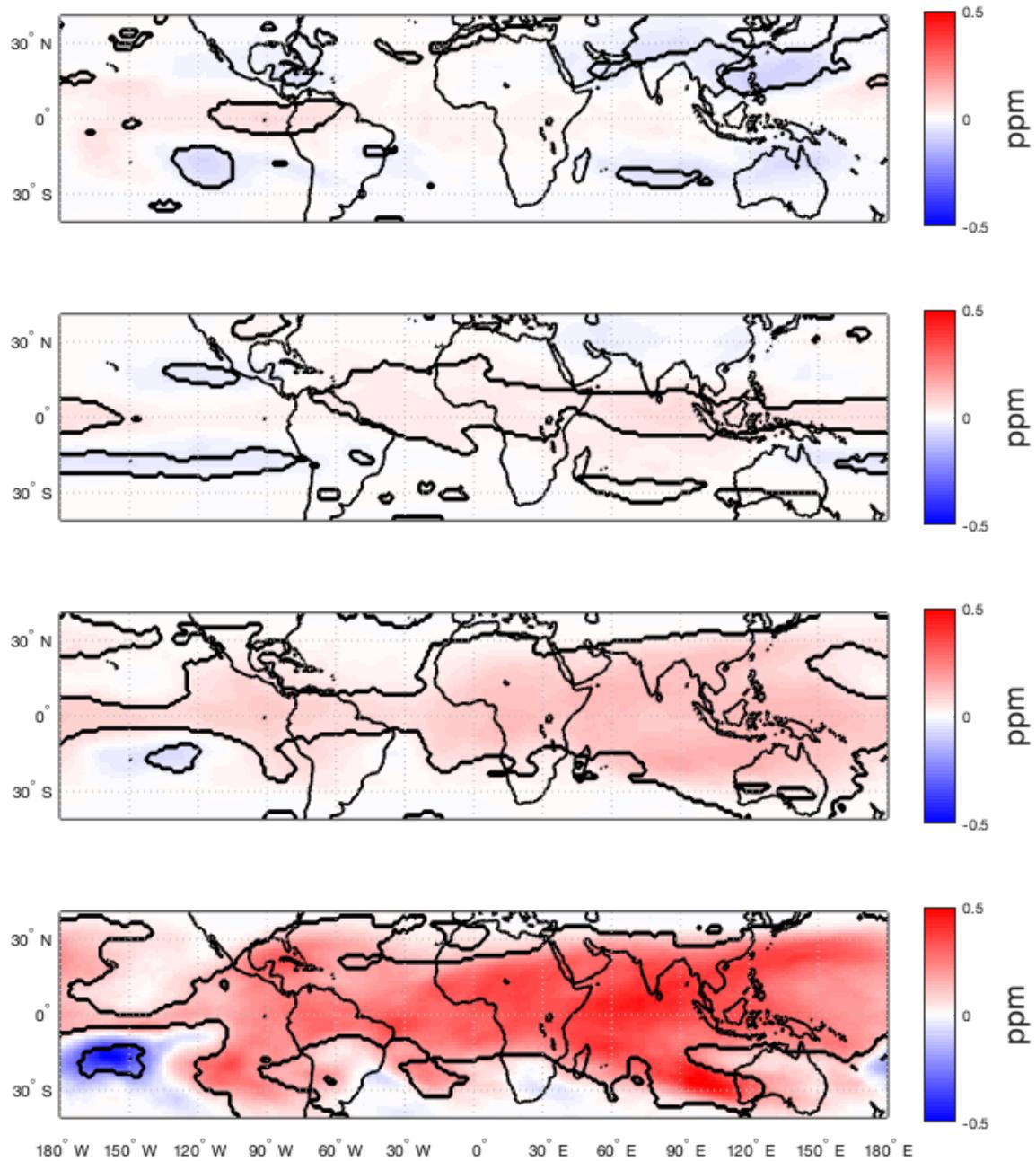


FIGURA 3.15: Coeficientes estimados de la regresión univariable con el índice QBO durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno. Los contornos indican las regiones de significancia estadística.

el Cuadro 3.4 se presenta un resumen de los valores extremos de los coeficientes estimados y determinación. Es importante destacar que aunque las regiones con coeficientes estimados estadísticamente significativos son amplias en otoño

e invierno, los valores de dichos coeficientes son bajos comparados con el resto de los índices.

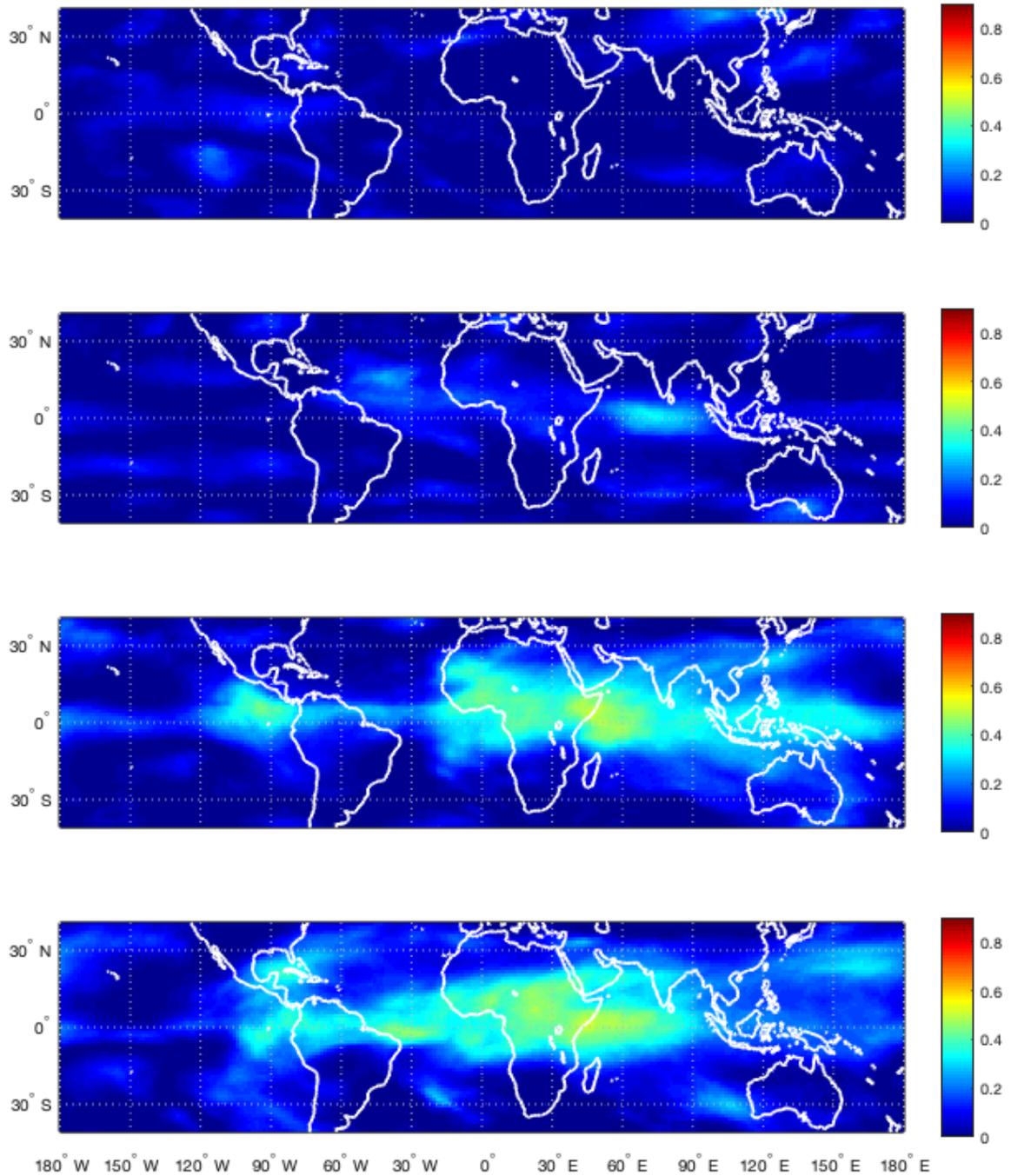


FIGURA 3.16: Coeficientes de determinación de la regresión univariable con el índice QBO durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno.

Coefficiente	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Estimación máximo	0.06	0.06	0.15	0.25
Estimación mínimo	-0.08	-0.04	-0.05	-0.25
Determinación máximo	0.25	0.3	0.5	0.5

CUADRO 3.4: Resumen de las regresiones univariadas con la oscilación cuasi-bienal.

■ ACE.

En la Figura 3.17 se presentan los mapas de los coeficientes estimados de las regresiones univariadas con el índice de la energía ciclónica acumulada. En los meses de primavera predominan los coeficientes negativos exhibiendo una gran región con significancia estadística que abarca el Pacífico central y oriental ecuatorial. En verano la distribución de los coeficientes sufre pequeños cambios, pues los coeficientes negativos predominan, con la región más importante sobre el océano Pacífico, aunque existen otras regiones con valores negativos sobre el Atlántico e Indico. Una región positiva comienza a apreciarse al norte del Pacífico y otra en el Caribe. Contrariamente a ambas estaciones, durante el otoño predominan las regiones con valores positivos en diversas áreas, la primera en esta localizada en el Pacífico sur oriental, la siguiente en el Caribe-Atlántico norte, otra en el Atlántico Sur, una más en el golfo de Bengala y la última al sur del Indico. Finalmente en invierno, se cuenta con dos regiones positivas, una en el Pacífico de las costas mexicanas abarcando parte de EEUU, la segunda se localiza en el Indico sur. En cuanto a los coeficientes negativos, se cuenta con dos regiones, una en el Ecuador sobre el continente africano, la otra en el Pacífico cerca de las costas orientales de Australia.

Los coeficientes de determinación de las regresiones con la energía ciclónica acumulada se presentan en los mapas de la Figura 3.18. En primavera los valores máximos de 0.3 se logran sobre la región de coeficientes estimados mínimos y para el resto de regiones con significancia estadística apenas se llegan a valores

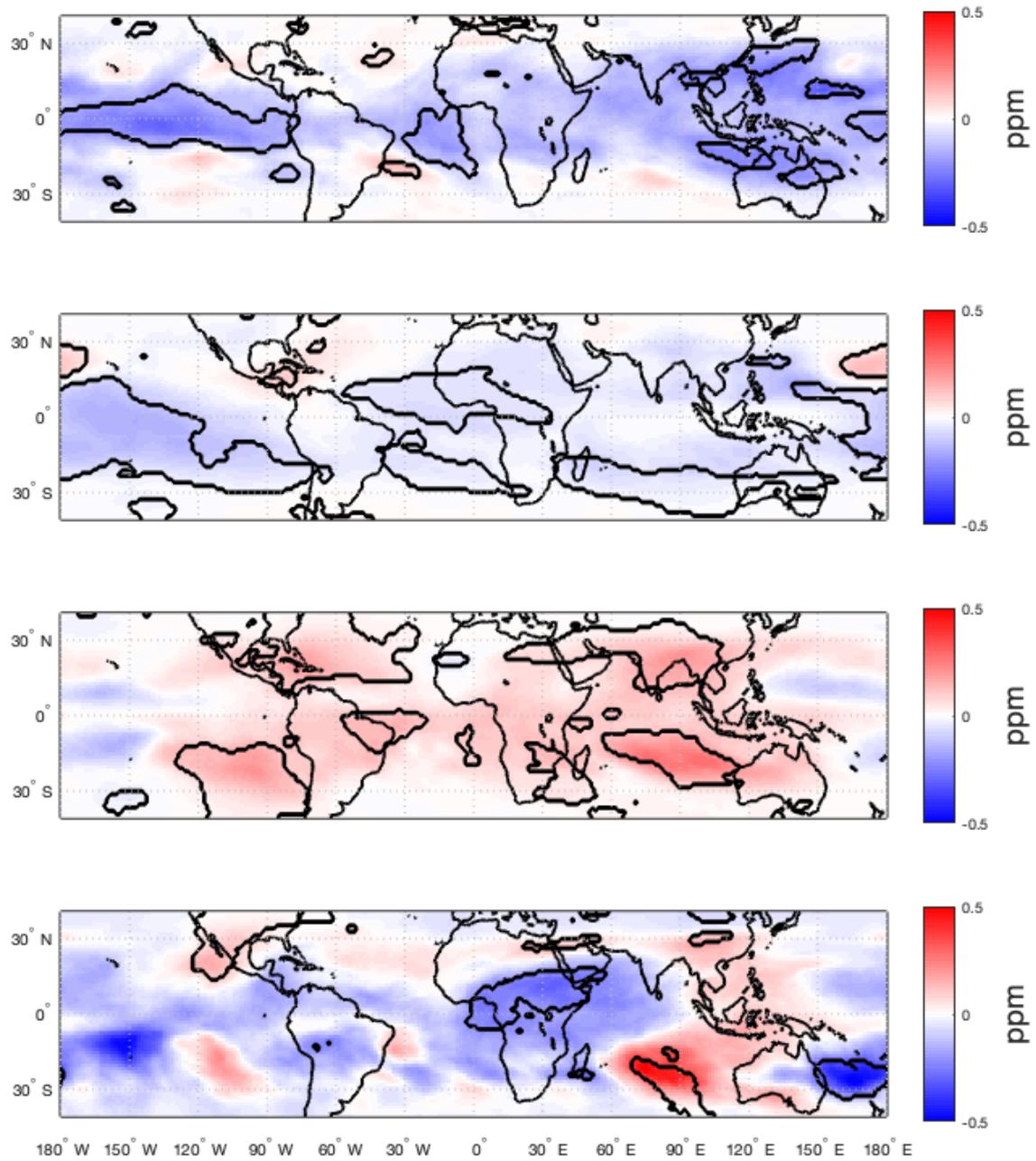


FIGURA 3.17: Coeficientes estimados de la regresión univariable con el índice ACE durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno. Los contornos indican las regiones de significancia estadística

0.15. Durante los meses de verano, toda región que tiene significancia estadística tiene valores del coeficiente de determinación que pueden llegar hasta 0.3. En la estación de otoño gran parte de las regiones con significancia estadística

pueden llegar a tener valores de 0.25. En invierno ocurre que la región con valores positivos sobre EEUU es la que alcanza los mayores valores del coeficiente de determinación siendo de hasta 0.25. Los valores extremos de los coeficientes estimados y de determinación se muestran en el Cuadro 3.5.

Coeficiente	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Estimación máximo	0.1	0.1	0.25	0.3
Estimación mínimo	-0.3	-0.15	-0.15	-0.2
Determinación máximo	0.3	0.3	0.25	0.25

CUADRO 3.5: Resumen de las regresiones univariables con la energía ciclónica acumulada.

■ Monzones

En la Figura 3.19 se muestra la distribución de los coeficientes estimados de las regresiones con cada índice de monzones: de la India, del Pacífico noroeste y de Australia, respectivamente. En el caso del monzón de la India durante el verano, se presentan regiones con valores positivos en tres lugares principalmente, la primera cerca de las costas mexicanas del Pacífico, otra en Sudamérica central y la última sobre China. En cuanto a los coeficientes negativos se tiene una región extensa zonalmente que corre desde el extremo sur de la India hasta el Caribe siguiendo aproximadamente la ruta del chorro tropical del este (Koteswaram, 1958). Durante el verano con el índice del monzón del Pacífico noroeste, las regiones con significancia estadística de coeficientes negativos predominan, encontrándose la más prominente sobre la principal área de acción de dicho monzón. Sólo se nota una región de significancia estadística de valores positivos en Sudamérica. En invierno boreal se cuenta con el índice del monzón de Australia. Los coeficientes resultantes de las regresiones son predominantemente negativos, se cuenta con regiones estadísticamente significativas en el Pacífico oriental sur, en el Atlántico y Indico Sur, donde también se muestran valores

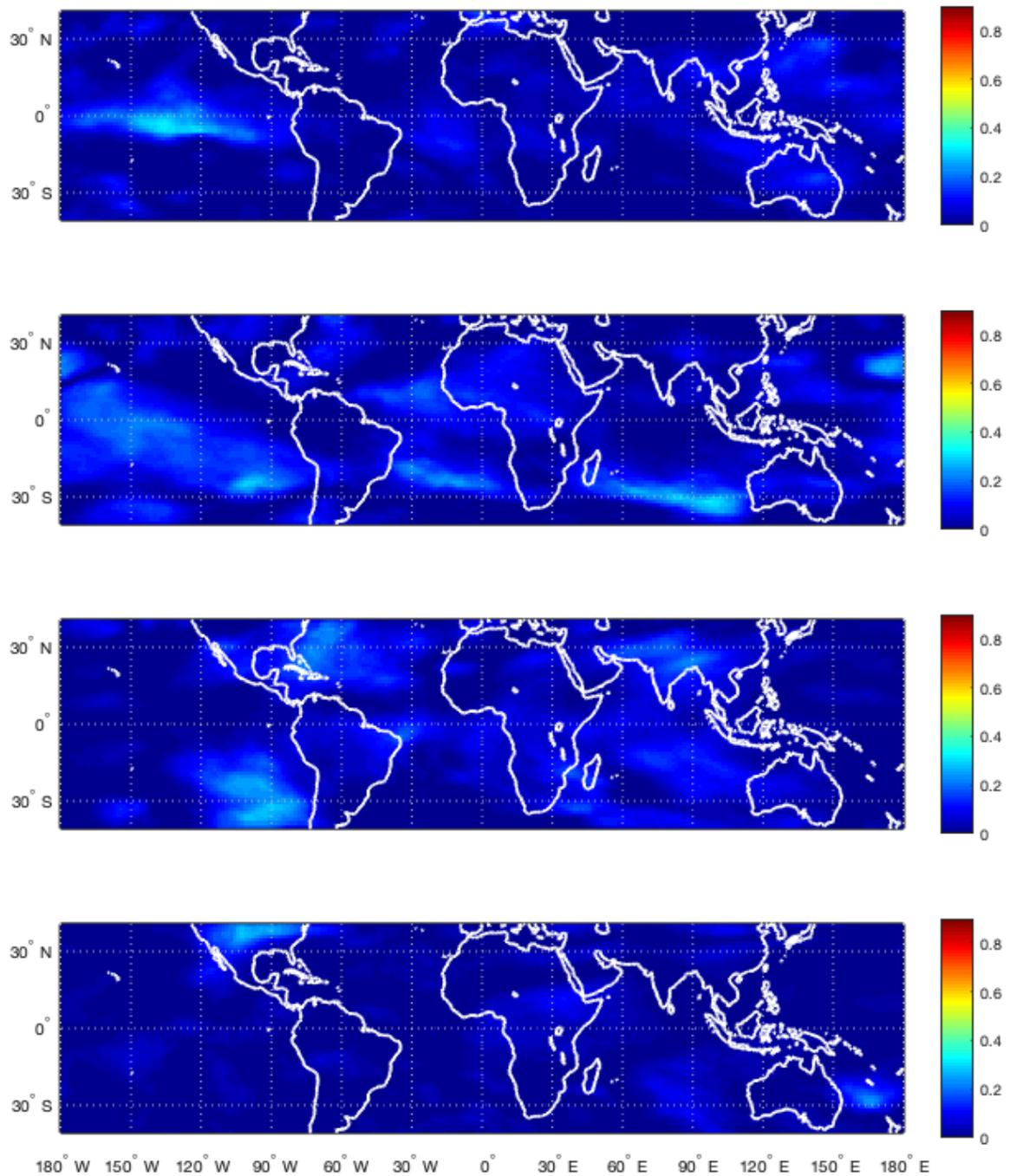


FIGURA 3.18: Coeficientes de determinación de la regresión univariable con el índice ACE durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno.

mínimos cercanos a las costas de Australia. Por tanto, a modo de resumen podemos afirmar que el impacto directo de estos 3 monzones en el vapor de agua

de la baja estratosfera tendría un efecto neto de deshidratación.

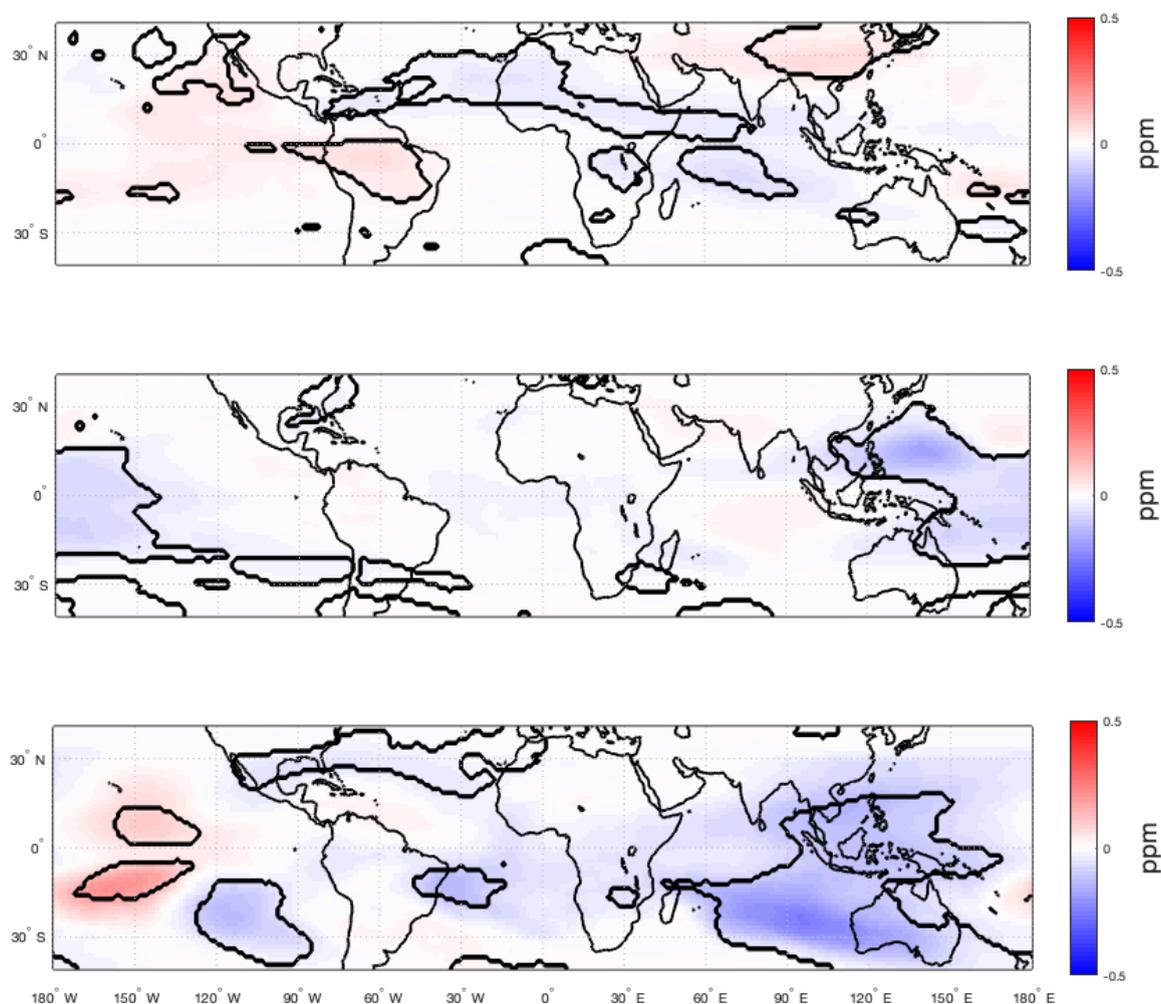


FIGURA 3.19: Coeficientes estimados de la regresión univariable con el índice del monzón de la India, del Pacífico noroeste y de Australia durante su respectivo verano. Los contornos indican las regiones de significancia estadística

En cuanto a los coeficientes de determinación de las regresiones con los índices de los monzones, se muestra su distribución espacial en la Figura 3.20. En el caso del monzón de la India, se nota que las regiones con significancia estadística logran llegar a valores de 0.15, exceptuando la región sobre China y la región que cruza el Atlántico, pues en dichas regiones los valores si pueden llegar al máximo que es de 0.3. En cuanto al monzón del Pacífico noroeste, solo la región de acción puede llegar al valor máximo del coeficiente de determinación de 0.4.

De igual manera, en el monzón australiano sólo la región de acción del mismo coincide con valores que pueden lograr el valor máximo de determinación de este caso, siendo de 0.5. En el Cuadro 3.6 se presenta un resumen de los valores más destacados de los coeficientes estimados y de determinación.

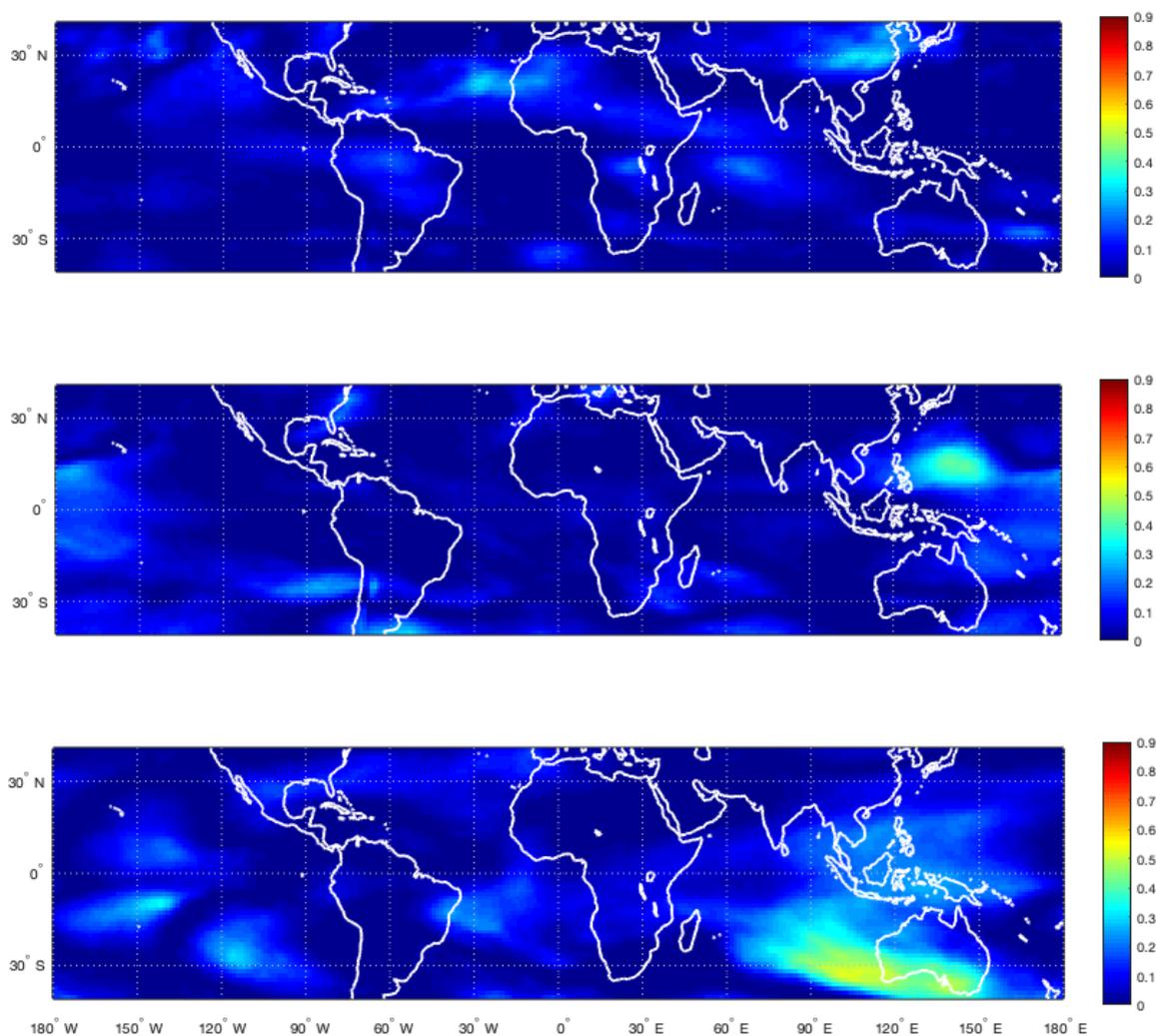


FIGURA 3.20: Coeficientes de determinación de la regresión univariable con el índice del monzón de la India, del Pacífico noroeste y de Australia durante su respectivo verano.

Coeficiente	India	Pacífico Noroeste	Asutralia
Estimación máximo	0.06	0.02	0.2
Estimación mínimo	-0.06	-0.16	-0.25
Determinación máximo	0.3	0.4	0.5

CUADRO 3.6: Resumen de las regresiones univariables con los monzones.

3.3. Análisis de regresión multivariada

De acuerdo a la ecuación 2.5 se procedió a realizar las regresiones multivariadas en cada punto de malla. En esta sección se muestran las figuras de la distribución espacial de los coeficientes de regresión estimados, su significancia estadística y de los coeficientes de determinación obtenidos de las regresiones antes mencionadas para cada estación del año.

- Temperatura en 100 hPa.

En los mapas de la distribución de coeficientes estimados de la Figura 3.21 se aprecian los resultados de las regresiones multivariadas en cada estación del año. En general se puede afirmar que las diferencias entre los resultados obtenidos aquí y los que se obtuvieron en las regresiones univariable (Figura 3.9) son mínimas tanto en primavera, verano y otoño. En cuanto a la estación invernal la diferencia sustancial es que la región de coeficientes con significancia estadística abarca todo un cinturón zonal demarcado por los trópicos, además de una muy pequeña porción de coeficientes negativos en al sur del Pacífico oriental. Durante esta estación es que se logran observar mayor número de coeficientes con valores extremos tanto positivos (0.8 ppm) como negativos (-0.2 ppm).

De forma resumida las diferencias entre las Figuras 3.21 y 3.9 son mínimas en la mayoría las estaciones, tanto en distribución espacial como en los valores de

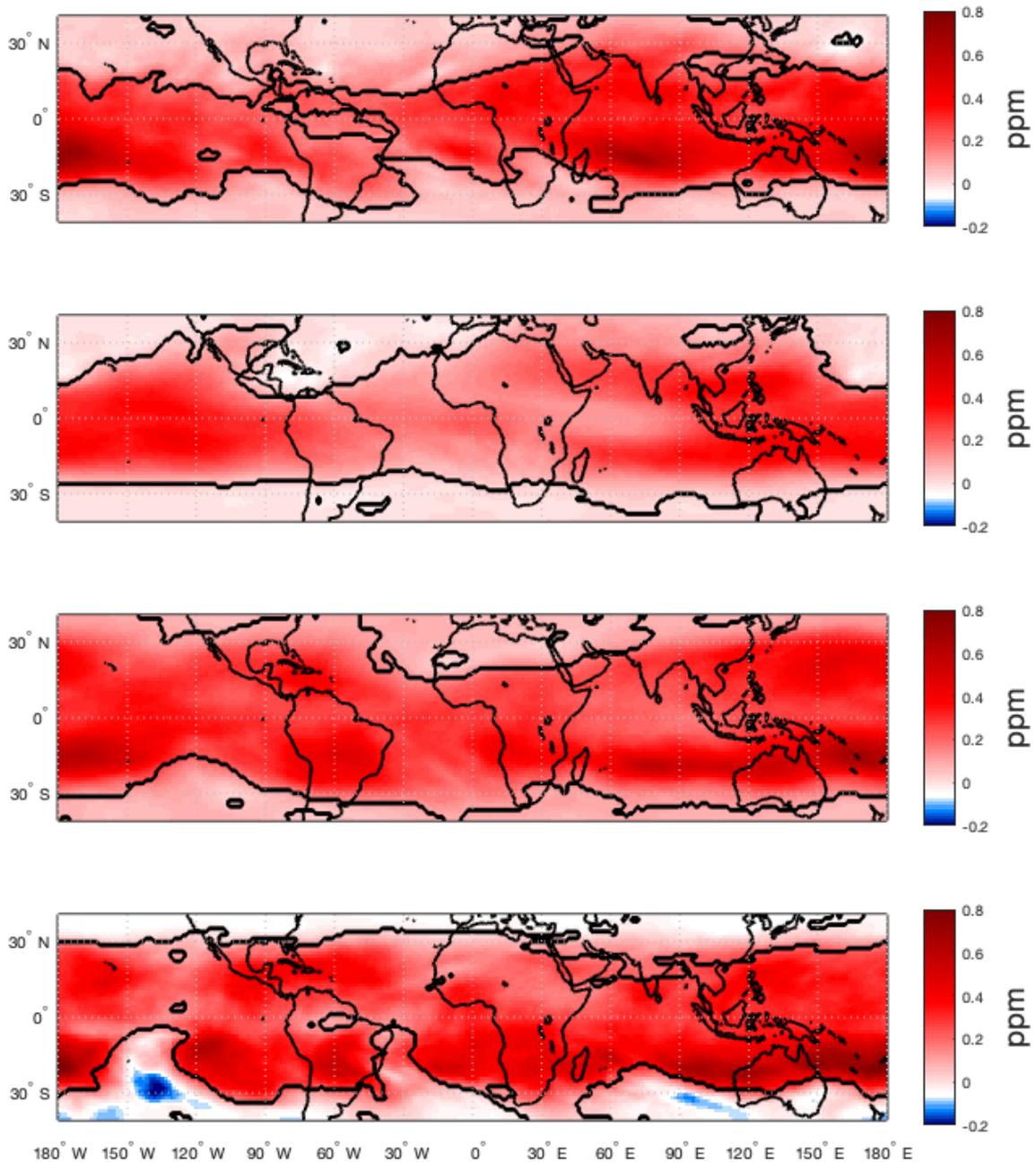


FIGURA 3.21: Coeficientes estimados del índice T_{100} en la regresión multivariada durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno. Los contornos indican las regiones de significancia estadística

los coeficientes, salvo por la estación invernal. Por lo tanto, estos resultados nos indican la relación lineal entre la temperatura en 100 hPa con el vapor de agua estratosférico. Esto solo nos deja confirmar que la temperatura en la estratosfera

baja es crítica para modular la cantidad de vapor de agua que va a entrar desde la troposfera alta, sin embargo, queda por explicar los mecanismos que logran concentrar el vapor de agua en esta altura de la atmósfera. En el Cuadro 3.7 se muestra un resumen de los coeficientes obtenidos con este índice.

Coeficiente	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Estimación máximo	0.7	0.4	0.4	0.6
Estimación mínimo	0	-0.05	0	-0.1

CUADRO 3.7: Resumen de las regresiones multivariadas con la temperatura a 100 hPa.

- MEI.

En la siguiente Figura 3.22 se mapea la distribución de los coeficientes estimados correspondientes a la variable explicativa ENSO en la regresión multivariada, para las estaciones de primavera, verano, otoño e invierno respectivamente. Comparando las características de las regresiones multivariadas con aquellas mostradas en la Figura 3.11, notamos principalmente que ahora las regiones estadísticamente significativas abarcan una extensión menor, por ejemplo, las regiones de coeficientes negativos con significancia estadística sobre el Pacífico son ahora una sola con simetría ecuatorial. Por otro lado, aquellas regiones de coeficientes positivos con significancia estadística, principalmente sobre el océano Índico, ahora son más discontinuas, exceptuando la estación invernal pues es donde se observa una importante concentración de valores positivos sobre la región sur del océano Índico continuando hasta el Pacífico occidental.

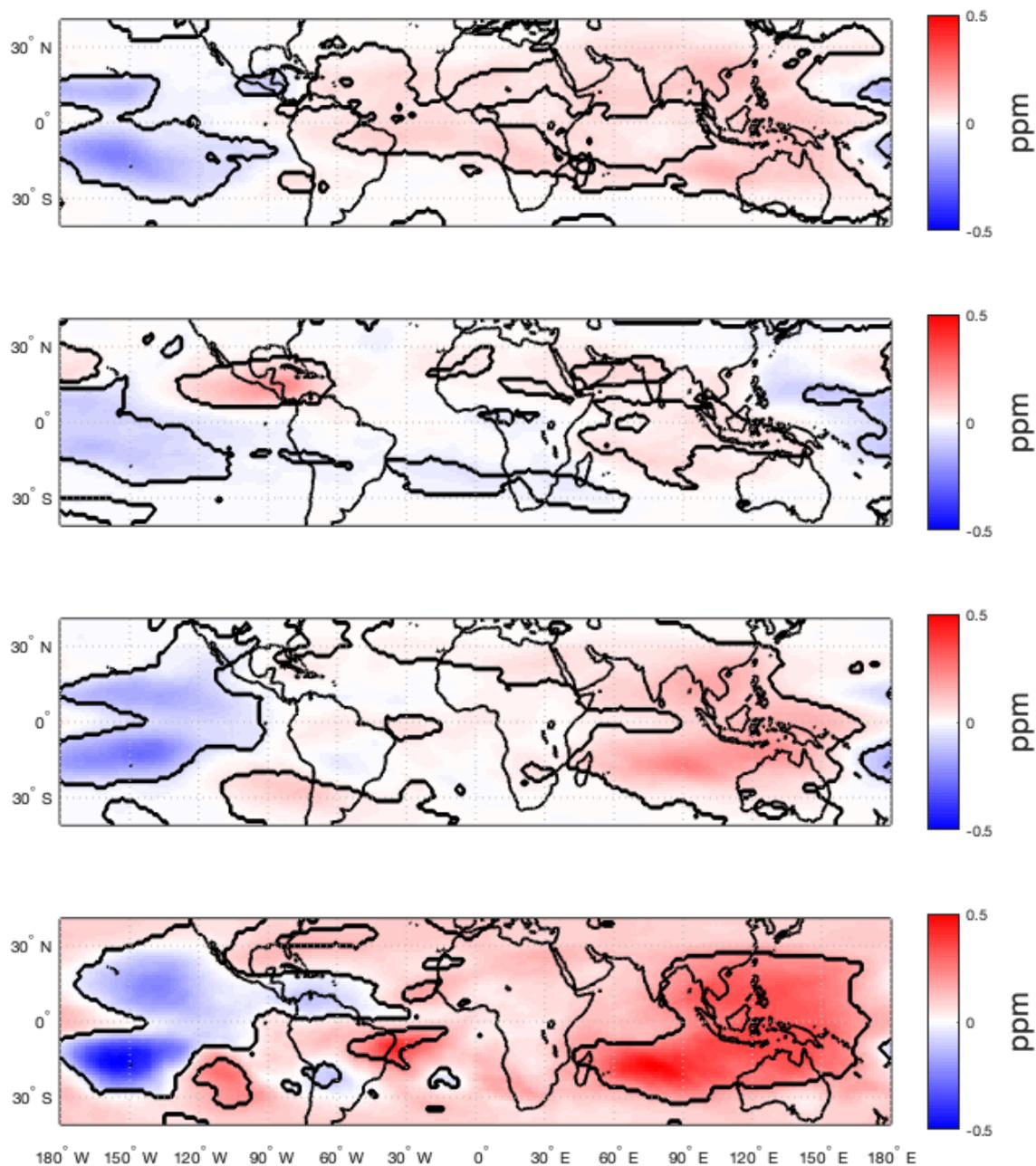


FIGURA 3.22: Coeficientes estimados del índice MEI en la regresión multivariada durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno. Los contornos indican las regiones de significancia estadística

Se sospecha que esto podría tener relación con el hecho de que sobre la región donde se tiene la anomalía positiva de convección asociada a los episodios cálidos de ENSO la estratosfera baja se enfría, por lo tanto descende la concentración

de vapor de agua. Mientras que para regiones más lejanas, probablemente debido al rompimiento de ondas verticales, haya un calentamiento anómalo de la región dando lugar al incremento del vapor de agua. Esto nos permite pensar, basándonos en estudios anteriores, que ENSO forma parte importante de la varianza interanual del vapor de agua en la estratosfera baja a pesar de su relación no lineal, por esa razón se integró al análisis el índice de los fenómenos ENSO Modoki. En general, durante primavera y verano los cambios son muy sutiles, mientras que, para otoño e invierno son más sustanciales, específicamente en la delimitación de las regiones con coeficientes de determinación significativamente estadísticos. Esto es una mejora importante, pues nos indica que el resto de índices dentro de la regresión multivariada tienen cierto grado de relación con este fenómeno, haciendo entonces que en esta aproximación la información que aporta cada fenómeno se separe de manera adecuada. En el Cuadro 3.8 se hace un recuento de los valores máximos de los coeficientes en las regresiones multivariadas para el índice ENSO.

Coeficiente	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Estimación máximo	0.15	0.2	0.25	0.2
Estimación mínimo	-0.2	-0.1	-0.25	-0.3

CUADRO 3.8: Resumen de las regresiones multivariadas con ENSO.

- EMI.

En la Figura 3.23 se muestra la distribución, en cada una de las estaciones del año, de los coeficientes estimados del índice de ENSO Modoki en las regresiones multivariadas, así como la significancia estadística de dichos coeficientes. Al comparar los resultados de la regresión univariable y multivariadas, que se muestran en las Figuras 3.13 y 3.23 respectivamente, podemos notar que para la primavera los coeficientes estimados estadísticamente significativos son prácticamente idénticos en ambos casos. Durante el verano existe una gran región de

coeficientes negativos con significancia estadística en el Pacífico central-oeste y contiene valores mínimos. En cuanto a las regiones de coeficientes positivos hay una notoria novedad que se extiende desde África norte hasta el golfo de Bengala, dónde también se localizan los valores máximos de los coeficientes estimados. En la estación otoñal se mantiene una extensa región de coeficientes negativos con significancia estadística en el Pacífico central, y los coeficientes positivos estadísticamente significativos ahora se concentran en diferentes regiones dispersas más pequeñas, la mayoría cercanos al ecuador.

En invierno, es donde la mayor diferencia se presenta, pues la región de coeficientes negativos con significancia estadística se extiende zonalmente, abarcando gran parte del océano Pacífico, con cierta simetría con respecto al ecuador parecido al caso univariable pero siendo más extremos los valores de los coeficientes de determinación en las regresiones multivariadas. Además, en el Pacífico oriental sur se localiza una región de coeficientes positivos máximos con significancia estadística.

En resumen, las diferencias entre las regresiones univariable y multivariada son sustanciales excepto por la primavera donde solo hay un sutil cambio en la extensión de las regiones con significancia estadística. En cambio durante el verano ya no predominan los coeficientes negativos, pues ahora existen regiones extensas de coeficientes positivos con significancia estadística en diversas partes del globo; además del hecho que ahora hay coeficientes negativos estimados aún menores. Durante el otoño lo que ocurre es que las regiones extensas de coeficientes positivos con significancia estadística que se registraban ahora se encuentran desagregadas y más dispersas; las regiones de coeficientes negativos se encuentran ahora más concentradas en el Pacífico central y con valores no tan negativos. En invierno la diferencia es más importante, pues las regiones de coeficientes negativos con significancia estadística son ligeramente más extensa sobre el Pacífico central; hay coeficientes positivos cercanos a cero desde el Atlántico

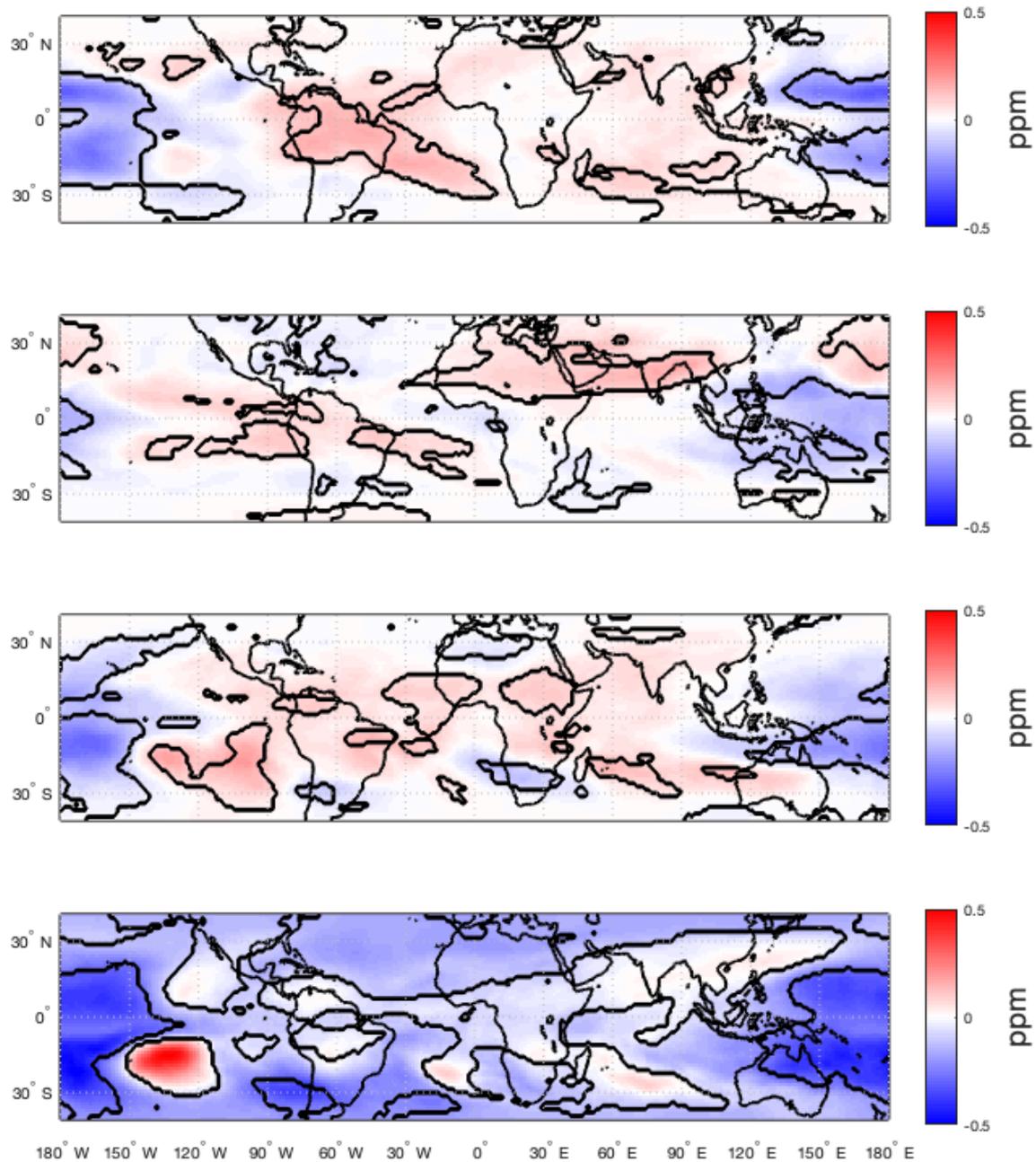


FIGURA 3.23: Coeficientes estimados del índice EMI en la regresión multivariada durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno. Los contornos indican las regiones de significancia estadística

hasta el Indico y algunas partes del Pacífico. De manera similar al ENSO clásico, estos patrones muy probablemente se deban al hecho de que sobre la región donde se encuentra la anomalía positiva de convección en los episodios cálidos

del ENSO Modoki, la estratosfera se enfría y por lo tanto disminuye el vapor de agua. Contrario a lo observado en el resto de regiones que, probablemente, sufren un calentamiento anómalo finalmente ocasionando un aumento del vapor de agua en la estratosfera baja. Siempre y cuando se tome como válida la suposición de que ambos índices de ENSO colaboran en la regresión multivariada con la finalidad de eliminar la no linealidad que existe entre dicho fenómeno y la variabilidad del vapor de agua en la estratosfera baja. En el Cuadro 3.9 se encuentran los valores extremos de los coeficientes estimados para este índice.

Coeficiente	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Estimación máximo	0.15	0.15	0.2	0.5
Estimación mínimo	-0.3	-0.15	-0.25	-0.2

CUADRO 3.9: Resumen de las regresiones multivariadas con el índice EMI.

■ QBO.

Los coeficientes estimados del índice de la oscilación cuasi-bienal en las regresiones multivariadas se muestran para cada estación del año en la Figura 3.24. En el caso de QBO los coeficientes de determinación y su significancia estadística en las Figuras 3.15 y 3.24 son prácticamente idénticos, solo cabe recalcar que durante la primavera se muestra una gran región de coeficientes positivos con significancia estadística centrada en el ecuador, que no supera los 15° en ambos hemisferios, exceptuando cierta área del Atlántico que se desplaza diagonalmente hacia el polo hasta medio oriente. Los coeficientes máximos se encuentran sobre la parte norte de Sudamérica, abarcando ligeramente el océano Pacífico. En cuanto a los coeficientes negativos, se exhiben dos regiones con significancia estadística, la primera en el Pacífico oriental sur y la otra en el Pacífico noroeste, ambas con valores mínimos. Solo durante primavera, en el caso multivariada se nota una región casi continua a lo largo del ecuador, lo cuál no era posible ver con regresiones univariadas. Gracias a esto podemos confiar en el hecho de

la importancia de la QBO al modular el vapor de agua estratosférico pues la significancia estadística se mantiene constante a lo largo del año, y no depende del resto de ciclos o fenómenos.

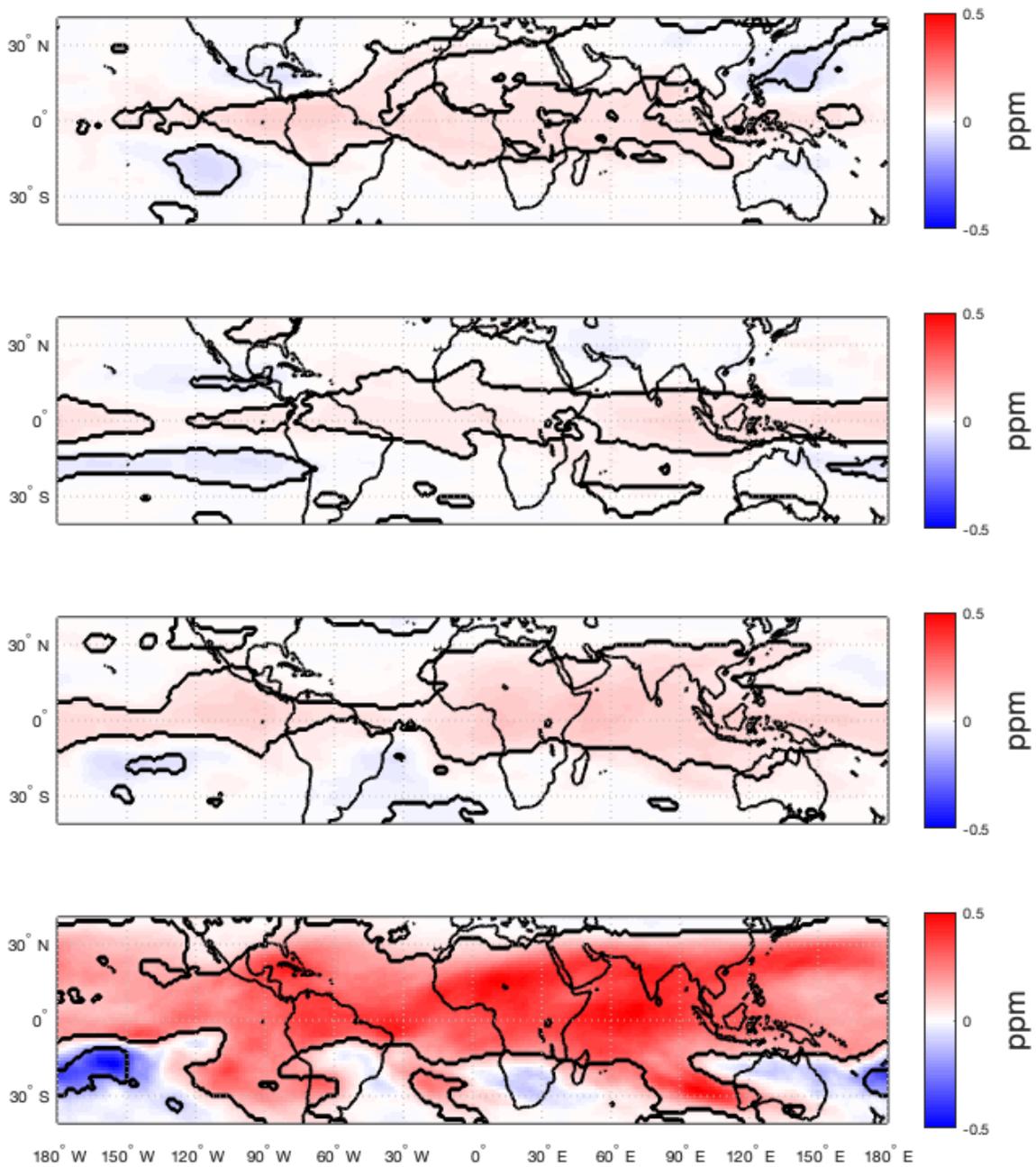


FIGURA 3.24: Coeficientes estimados del índice QBO en la regresión multivariada durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno. Los contornos indican las regiones de significancia estadística

Contrario a los índices anteriores, los valores de los coeficientes son especialmente menores en ambas aproximaciones de las regresiones, siendo durante los meses de invierno boreal cuando la señal se intensifica hasta rebasar los ± 0.1 ppm. Además de que los valores del coeficiente de determinación de las regresiones univariadas oscilan entre 0.25 y 0.5, lo cual nos indica que este proceso tiene un importante papel en la variabilidad del vapor de agua en la estratosfera baja, pues la fase positiva de la QBO tiende a disminuir el movimiento ascendente en la capa de la tropopausa tropical, por lo cual dicha región se calienta, finalmente permitiendo el aumento del vapor de agua. En el Cuadro 3.10 se hace un recuento de los valores máximos de los coeficientes estimados de la regresión multivariada.

Coefficiente	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Estimación máximo	0.08	0.06	0.1	0.1
Estimación mínimo	-0.06	-0.04	-0.06	-0.1

CUADRO 3.10: Resumen de las regresiones multivariadas con la oscilación cuasi-bienal.

- ACE.

La distribución espacial de los coeficientes estimados del índice de energía ciclónica acumulada en las regresiones multivariadas realizadas se presentan en la Figura 3.25. En primavera son pocos los coeficientes que tienen significancia estadística, en cuanto a los coeficientes negativos se caracterizan dos regiones pequeñas, una en el Pacífico oriental ecuatorial y la otra en el Pacífico noroeste, cercano a las costas de China, donde también se encuentran los valores mínimos. Las regiones de coeficientes positivos principales también son dos, una en el océano Índico, la otra en el océano Pacífico central sur conteniendo los valores máximos. En los meses de verano se observan muy pocas regiones de coeficientes estadísticamente significativos, el área más extensa se encuentra en el Pacífico oeste ecuatorial y es de coeficientes positivos. Las regiones con coeficientes negativos son pequeñas y dispersas. A diferencia de las estaciones anteriores, durante

el otoño se muestran importantes regiones de coeficientes estadísticamente significativos positivos. La de mayor extensión se encuentra sobre México, abarcando sus costas tanto en el golfo como en el Pacífico, extendiéndose hasta el hemisferio sur en éste último. En el golfo de Bengala se encuentra otra región más pequeña. Los coeficientes negativos se encuentran en regiones pequeñas. Durante el invierno existen unas cuantas regiones de coeficientes positivos con significancia estadística, una región extensa se encuentra sobre el Pacífico oriental norte, extendiéndose hacia Norteamérica; dos regiones más pequeñas se encuentran en el océano Atlántico norte, una más sobre África noreste-Arabia Saudita, otra sobre el Pacífico central ecuatorial y una última en el océano Índico. Respecto a los coeficientes negativos con significancia estadística, existen varias pequeñas regiones dispersas, pero una región de importante extensión se localiza en las costas este de Australia, concentrando valores mínimos.

En general, las principales diferencias entre la Figura 3.25 y la Figura 3.17 son las siguientes: en primavera desaparecen grandes regiones de coeficientes negativos con significancia estadística que se encontraban dispersas en el globo, permitiendo que aparezcan pequeñas regiones de coeficientes positivos con significancia estadística dónde es posible tener actividad ciclónica durante esos meses, además de que los coeficientes tienen valores ligeramente mayores en el caso de la regresión multivariada. Similarmente, en verano las extensas regiones de coeficientes negativos con significancia estadística desaparecen dando lugar a una región de coeficientes positivos en el Pacífico occidental/central, donde es muy probable tener actividad ciclónica. En otoño las diferencias son más sutiles, pues solo se observa que las regiones con coeficientes positivos con significancia estadística cambian ligeramente su forma y los valores de los coeficientes, sin embargo, en el caso multivariado se localizan donde se espera la mayor actividad ciclónica de la estación. En invierno la diferencia es mayor, pues de nueva cuenta las regiones de coeficientes negativos con significancia estadística desaparecen, dando lugar a

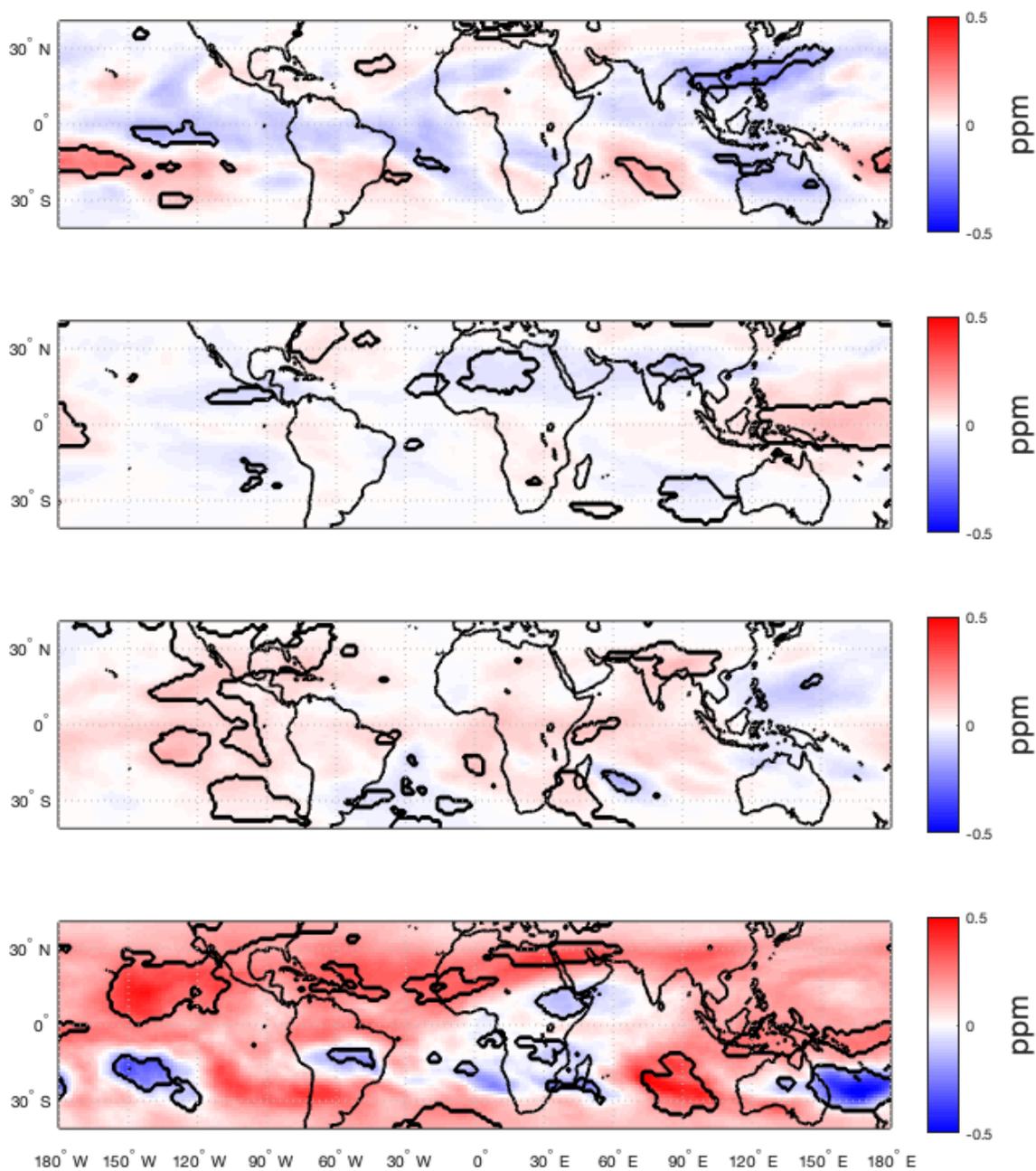


FIGURA 3.25: Coeficientes estimados del índice ACE en la regresión multivariada durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno. Los contornos indican las regiones de significancia estadística

regiones dispersas de coeficientes positivos estadísticamente significativos donde alguna actividad ciclónica puede tener lugar durante esos meses. Estos cambios

probablemente indican la sensibilidad que podría tener esta variable con respecto a los demás índices, además se puede observar cierto grado de influencia en la variabilidad del vapor de agua de la estratosfera baja. Cabe recalcar que en las regresiones multivariadas, durante las cuatro estaciones, predominan las regiones de coeficientes positivos con significancia estadística, especialmente sobre las regiones donde se conoce la probabilidad de actividad ciclónica intensa. Lo cual nos lleva a pensar que la actividad ciclónica podría generar torres convectivas con la suficiente energía como para transportar el aire troposférico rico en vapor de agua hasta la capa de la tropopausa tropical donde, por la temperatura de ese nivel, permita la hidratación de la estratosfera baja, o bien, inyectar el aire directamente en la estratosfera baja desde la troposfera.

Coefficiente	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Estimación máximo	0.25	0.12	0.15	0.2
Estimación mínimo	-0.2	-0.08	-0.15	-0.3

CUADRO 3.11: Resumen de las regresiones multivariadas con la energía ciclónica acumulada.

- Monzones.

Los coeficientes estimados de los índices de los tres diferentes monzones de verano boreal en las regresiones multivariadas se presentan en la Figura 3.26. En el caso del monzón de la India, se exhibe una amplia región de coeficientes negativos estadísticamente significativos que se extiende a lo largo del ecuador desde el Caribe hasta el golfo de Bengala, acompañada de otras cuantas pequeñas regiones dispersas. Las regiones de coeficientes positivos con significancia estadística no son relevantes. Los coeficientes del monzón del Pacífico noroeste son cercanamente inversos a aquellos del índice del monzón de la India, pues se localizan prácticamente igual solo que son coeficientes positivos estadísticamente significativos. Los coeficientes con significancia estadística del índice del monzón de Australia son principalmente negativos sobre las costas sureste del continente,

además de contener valores mínimos. En cuanto a los coeficientes positivos con significancia estadística, se encuentran regiones pequeñas cercanas al ecuador que abarcan desde Sudamérica hasta el mar Arábigo de manera muy dispersa.

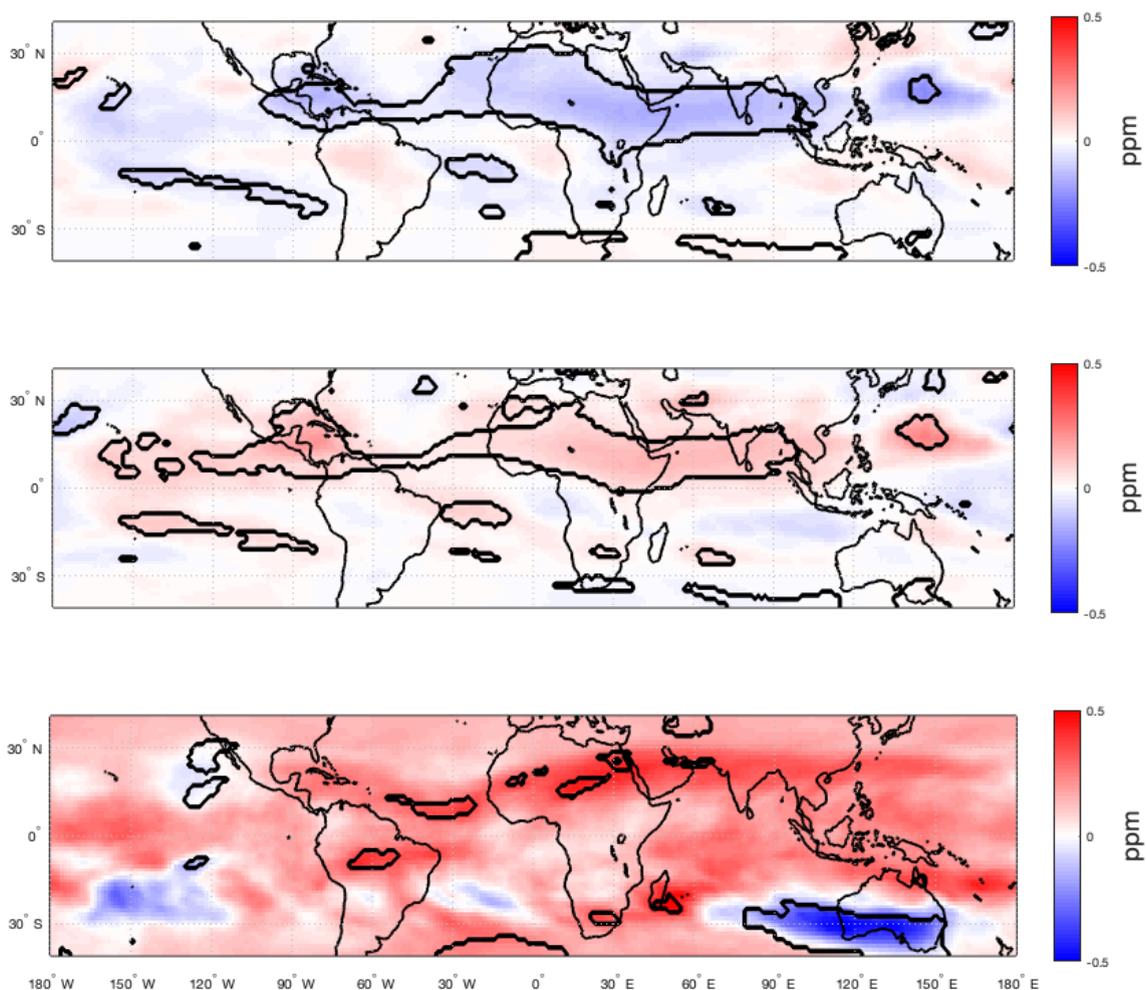


FIGURA 3.26: Coeficientes estimados del índice de los monzones de la India, Pacífico noroeste y Australia en la regresión multivariada durante su respectivo verano. Los contornos indican las regiones de significancia estadística

Por lo cual, las más importantes diferencias de las características de la Figura 3.26 con la Figura 3.19 son las siguientes: con el monzón de la India la región de coeficientes negativos con significancia estadística que tiene gran extensión zonal en el caso multivariado es ahora más grande y prácticamente no hay regiones de coeficientes positivos importantes, además de que los valores de los coeficientes son mayores; esta región concuerda en parte con la ruta del chorro

tropical del este. En el caso del monzón del Pacífico Noroeste las diferencias son muy importantes, pues cambia completamente la configuración de los coeficientes, en primer lugar se observa una gran región zonal de coeficientes positivos significancia estadística ligeramente al norte del ecuador y otra región donde específicamente se caracteriza la mayor actividad del fenómeno, además de que los valores son hasta 0.2 ppm más grandes. Ahora bien, con el monzón de Australia también hay cambios sustanciales, pues la configuración espacial de los coeficientes ha cambiado en gran medida, mostrándose solo regiones de coeficientes positivos significancia estadística muy pequeñas y dispersas al norte del ecuador y la región de coeficientes negativos es más pequeña, concentrándose principalmente en las costas sur australianas, con valores de coeficientes negativos más extremos. El hecho de que las señales obtenidas con las regresiones univariable y multivariada sean bastante distintos en cuanto a la distribución espacial de los coeficientes como en los valores de lo mismos puede atribuirse a que la información que este fenómeno aporta puede estar influenciado por ENSO y/u otros modos climáticos. Los monzones de la India y de Australia en las regresiones multivariadas, al exhibir principalmente coeficientes negativos con significancia estadística, se les podría asociar un efecto de enfriamiento en la estratosfera baja sobre la región de mayor actividad convectiva, produciendo finalmente una disminución en la concentración del vapor de agua. Contrariamente, el monzón del Pacífico noroeste parece tener una señal casi opuesta al monzón de la India, pues los coeficiente positivos con significancia estadística preponderan, especialmente en la región dónde se suele concentrar la actividad convectiva del fenómeno. Otra explicación de esta señal podría ser una oposición de fase respecto al monzón de la India, siendo estos coeficientes resultado de los *breaks* o períodos con menor precipitación del mismo. Es interesante notar que esta última señal describe de buena manera la distribución de los valores máximos que se presentan en la climatología de los meses de verano 3.6 del producto MERRA. Esto nos lleva a pensar que los monzones son fenómenos importantes para considerar en

la variabilidad del vapor de agua de la estratosfera baja. Adicionalmente, en el producto MERRA se encuentra disponible un campo denominado *Upward moist convective mass flux* en 100 hPa, el cuál pretende cuantificar la cantidad de masa aportada por la convección húmeda; con estos datos se hicieron climatologías que se encuentran en el apéndice A para verano boreal (Figura A.1) y austral (Figura A.2), en ellas se exhibe la gran cantidad de masa que se acumula en 100 hPa sobre las regiones de los monzones debido a la actividad convectiva intensa. Los valores extremos de los coeficientes correspondientes a los monzones de las regresiones multivariadas se resumen en el Cuadro 3.12.

Coefficiente	India	Pacífico NO	Australia
Estimación máximo	0.1	0.2	0.06
Estimación mínimo	-0.2	-0.1	-0.1

CUADRO 3.12: Resumen de las regresiones multivariadas con los índices de monzones.

- Coeficientes de determinación de las regresiones.

Los coeficientes de determinación de las regresiones multivariadas realizadas en cada estación del año son mostrados en los mapas de la Figura 3.27. En la primavera los mayores valores registrados se localizan principalmente sobre los océanos Pacífico e Indico, oscilando entre 0.6 y 0.8. Durante los meses de verano se observa un mayor número de coeficientes con valores elevados principalmente contenidos en una región demarcada entre los 15° de ambos hemisferios, haciéndose angosta sobre el Atlántico, superando el 80 % de la varianza explicada solo sobre el Pacífico oriental. Para la estación otoñal se ensancha más la región de coeficientes elevados, abarcando casi de 30°S a 30°N excepto sobre el Atlántico donde estos coeficientes elevados se concentran solo en el ecuador, además de que los valores no superan el 80 % de la varianza explicada.

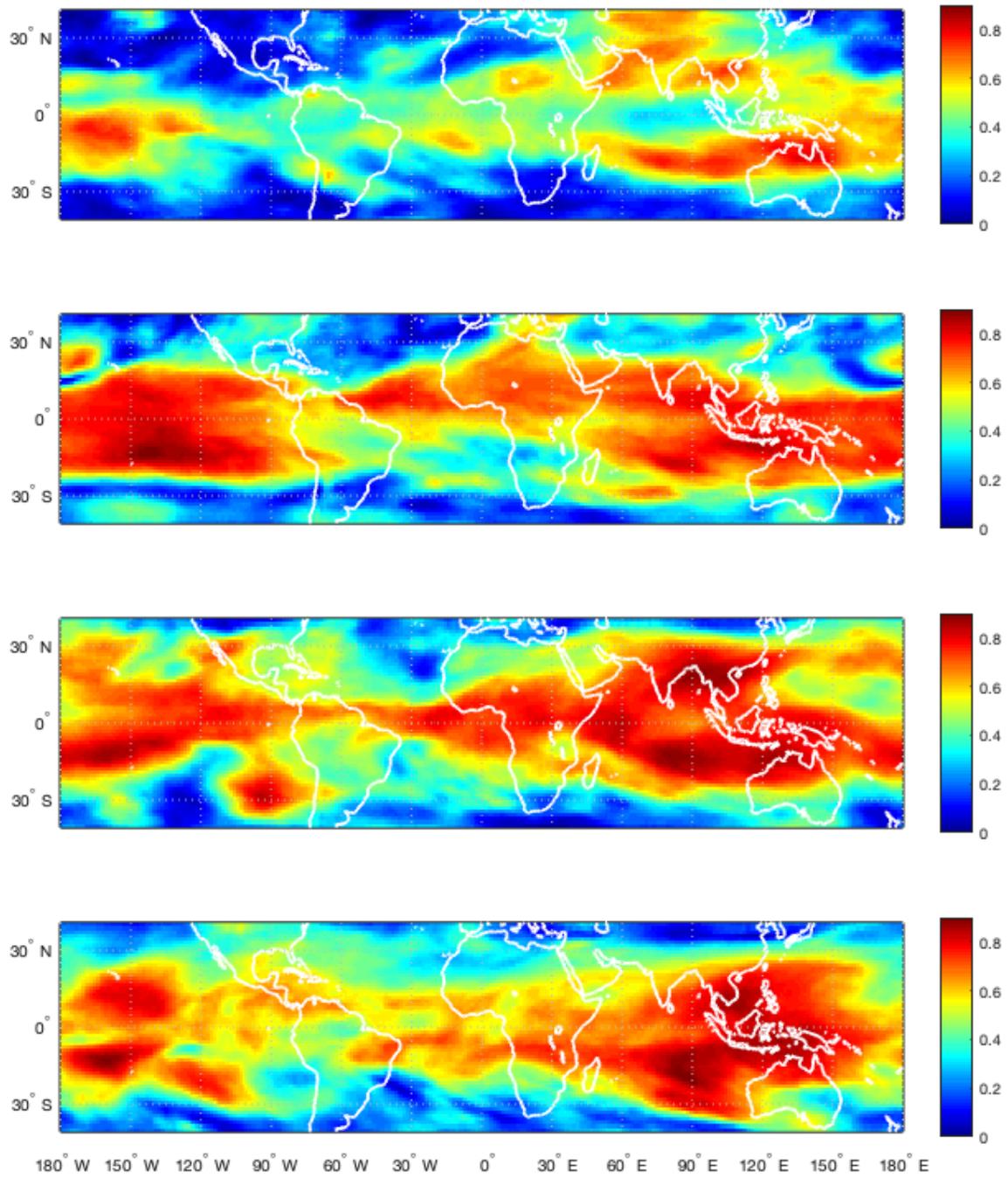


FIGURA 3.27: Coeficientes de determinación en la regresión multivariada durante (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno. Los contornos indican las regiones de significancia estadística

Para inviernos la región con altos valores de coeficiente de determinación es aún

más extensa, y logrando alcanzar hasta el 90 % de la varianza explicada en ciertas regiones.

En términos generales, la regresión multivariada explica una gran parte del porcentaje de la varianza (más del 80 %), lo cuál es un resultado bastante prometedor. A diferencia de los resultados de las regresiones univariable donde T_{100} , QBO y MEI por si mismos, estos dos últimos índices especialmente en invierno, pueden llegar a explicar cerca del 50 % de la varianza. Mientras el resto de señales no pasan de explicar solo el 30 % de la varianza. En el Cuadro 3.13 se encuentran los valores máximos de los coeficientes de determinación obtenidos con las regresiones multivariadas en cada estación del año.

Coeficiente	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Máximo	0.8	0.9	0.8	0.9

CUADRO 3.13: Coeficientes de determinación de las regresiones multivariadas en cada estación.

3.3.1. Pruebas estadísticas

Posteriormente, se realizaron las diversas pruebas para validar que el modelo lineal propuesto rompa en el menor número de ocasiones los supuestos, explicados en la sección 3.6. El equivalente de 15 bandas de latitud de regresiones lineales es el 23.44 %, por lo cuál se ha elegido el umbral de 20 % de regresiones que violen supuestos para considerar que el modelo no debe ser utilizado, siendo que en teoría menos de 7.5 bandas de latitud en cada hemisferio de los mapas, o bien, los extremos sur o norte de menos de 15 bandas de latitud de los mapas representarían un modelo que no debería ser utilizado. Con respecto a la heterocedasticidad, solamente en otoño se superan el 20 % de regresiones que tienen dicho problema, al evaluarlas con la prueba de White. En cuanto a la autocorrelación dentro del modelo lineal, en primavera y otoño se supera el umbral de más del 20 % de regresiones con la prueba del estadístico Q. En

cuanto a los supuestos de normalidad y RESET, en ninguna estación del año se rebasa el umbral de más de 20 % de regresiones que quebranten dichos supuestos. En la tabla 3.14 se presentan los resultados de las pruebas.

Prueba		Primavera	Verano	Otoño	Invierno
Heterocedasticidad	ARCH	5.52	7.21	7.07	7.26
	White	2.36	10.91	21.39	3.44
	Q stat	5.40	7.00	7.96	7.25
Autocorrelación	BG	18.19	15.28	15.26	11.40
	Q stat	21.11	16.76	20.19	16.43
Normalidad	JB	9.18	12.46	13.76	6.67
	AD	11.25	11.46	11.44	7.93
RESET	Ramsey	4.31	5.22	8.67	4.52

CUADRO 3.14: Porcentaje de regresiones multivariadas que rompen con cada supuesto. Las celdas en color rojo indican aquellos casos que rebasan el 20 %. El total de las regresiones es de 18,432.

Capítulo 4

Resumen y conclusiones

En este trabajo se ha determinado la influencia de la temperatura en 100 hPa, los fenómenos ENSO canónico y Modoki, la QBO, la actividad ciclónica y algunos de los principales sistemas monzónicos sobre el vapor de agua en el nivel de 100 hPa.

En primer lugar se han comparado dos de los mejores reanálisis disponibles con las observaciones de datos satelitales determinando que MERRA reproduce el campo del vapor de agua en la estratosfera baja no tan alejado de los observado. Para llegar a esta conclusión se ha analizado la variabilidad mensual, interanual y la distribución de las 3 bases de datos.

Seguidamente se han realizado regresiones univariable considerando el índice de cada uno de nuestros fenómenos como la variable independiente, obteniendo la distribución espacial de los coeficientes de estimación con significancia estadística y de los coeficientes de determinación, con este método podemos ver el grado de linealidad que tiene cada índice, así como la cantidad de variabilidad que pueden estos explicar. Con el fin de separar la influencia que ejercen en común cada uno de los modos climáticos y fenómenos convectivos considerados, se han comparado los resultados obtenidos con los de la regresión múltiple, la cual se realizó con el fin de entender la variabilidad que aportan los índices, trabajando al unísono con el resto de fenómenos considerados.

Las principales conclusiones alcanzadas a partir de los patrones espaciales resultantes de los coeficientes de estimación de cada índice en la regresión múltiple se resumen a continuación:

- En general durante todas las estaciones, gran parte del contenido de vapor de agua en el nivel de 100 hPa se ve modulado por la temperatura en dicho nivel aportando una gran parte de la concentración del vapor de agua, siendo siempre superior a los 0.4 ppm y abarcando casi en su totalidad el cinturón tropical.
- Durante la primavera boreal parece ser que la actividad convectiva de los ciclones que llegan a formarse en el Pacífico sur y en el océano Índico sur aportan una considerable concentración de vapor de agua en la estratosfera baja llegando a un máximo de 0.2 ppm, dejando a ENSO y QBO con aportaciones menores durante esta estación. En cuanto a la deshidratación de la estratosfera baja durante esta estación ENSO actúa fuertemente sobre la región de principal actividad convectiva sobre el Pacífico central llegando valores mínimos de -0.2 ppm.
- En los meses del verano boreal los valores máximos de los coeficientes son de los índices de ENSO y ENSO Modoki en conjunto con el índice del monzón del Pacífico noroeste oscilando entre 0.15 y 0.2 ppm, en especial sobre las regiones del Caribe/México y sobre el océano Índico. El monzón de la India contribuye con una importante deshidratación del vapor de agua con valores mínimos de -0.2 sobre una amplia región desde el Caribe, pasando por África, hasta el océano Índico.
- En la estación otoñal boreal los valores máximos de los coeficientes de estimación oscilan entre 0.15 ppm y 0.2 ppm son de los índices de ENSO y ENSO Modoki junto con la actividad ciclónica, el primer índice actúa principalmente sobre el océano Índico/alberca de agua caliente; el segundo sobre regiones discontinuas que se extienden del Pacífico oriental sur hasta el océano Índico sur; el último sobre las principales regiones de actividad ciclónica de la temporada: golfo de

Bengala, golfo de México y Pacífico mexicano; de la deshidratación de la estratosfera en esta estación se atribuye a ENSO y ENSO Modoki en las regiones características de la convección asociada a estos fenómenos, principalmente en el Pacífico central con valores mínimos que llegan hasta -0.2 ppm.

- En los meses del invierno boreal se observa que los valores de los coeficientes de determinación máximos son del índice de ENSO Modoki con 0.4 ppm sobre el océano Pacífico sureste, seguido por el índice ENSO clásico con 0.2 ppm sobre el océano Índico/alberca de agua caliente y el índice de la actividad ciclónica con 0.2 ppm en el Pacífico mexicano, Índico sur y parte del Atlántico norte. En cuanto a la oscilación cuasi-bienal cabe destacar que es la estación donde tienen mayor cobertura sus coeficientes positivos al abarcar casi en su totalidad el cinturón tropical, además de tener valores máximos mayores a 0.1 ppm. Los coeficientes negativos que indican deshidratación de la estratosfera baja durante esta estación se atribuyen principalmente a los fenómenos ENSO y al monzón de Australia con aproximadamente -0.3 ppm en ambos casos. En cuanto a la oscilación cuasi-bienal se tienen valores mínimos de -0.1 ppm, probablemente propiciando deshidratación de la baja estratosfera sobre el Pacífico suroeste.

En resumen, en el caso de regresión múltiple se tiene más claro la fracción de variación que aporta cada uno de los fenómenos antes mencionados a la concentración de vapor de agua en 100 hPa, tanto en magnitud como en distribución espacial. Además de que los coeficientes de determinación son significativamente mayores en el caso múltiple, manteniendo un número de regresiones espurias muy bajo, lo cual indica que al momento de intentar predecir la evolución lineal del vapor de agua en la estratosfera baja, al menos estos fenómenos deben ser considerados. En cuestión de distribución espacial, podríamos indicar que en general las mayores diferencias se notan en los índices relacionados con los sistemas convectivos. Esto puede estar atribuido a que los fenómenos de dicho tipo se ven mayormente afectados por los otros fenómenos climáticos que son de mayor escala espacio-temporal.

Concluyendo, los modos de mayor período como lo son ENSO y QBO, dependiendo de la fase en la que se encuentren, actúan en sincronía con la temperatura de la capa de la tropopausa tropical para modificar la concentración del vapor de agua en la estratosfera baja, sin embargo, no son suficiente para explicar dicha variabilidad. Se ha determinado entonces que los fenómenos de convección toman un rol casi tan relevante como el de los modos climáticos antes mencionados, por lo cual mayor investigación en este rubro será de mucha importancia en el futuro, además de considerar algunos otros fenómenos que podrían tener grandes aportaciones como pueden ser la oscilación de Madden-Julian o los calentamientos súbitos estratosféricos. Se optó por utilizar los datos de reanálisis, a pesar de que algunas de sus características no recrean correctamente los datos observados, para el presente trabajo debido a su amplia cobertura temporal y espacial. Y dada la calidad de los resultados obtenidos, parece razonables en un trabajo futuro utilizar los datos observados disponibles a pesar de su limitada cobertura espacio-temporal, sin embargo podrían ser suficientes para capturar muchos de los procesos aquí descritos.

Apéndice A

Figuras auxiliares

A continuación se presentan figuras de apoyo para el texto, que no implican resultados directos del análisis.

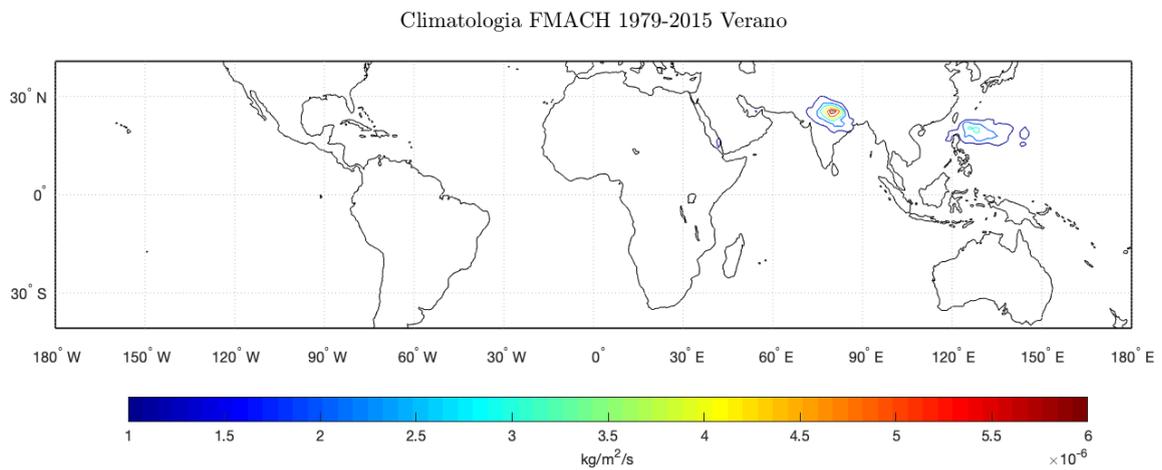


FIGURA A.1: Climatología de verano del flujo de masa ascendente de convección húmeda del producto MERRA

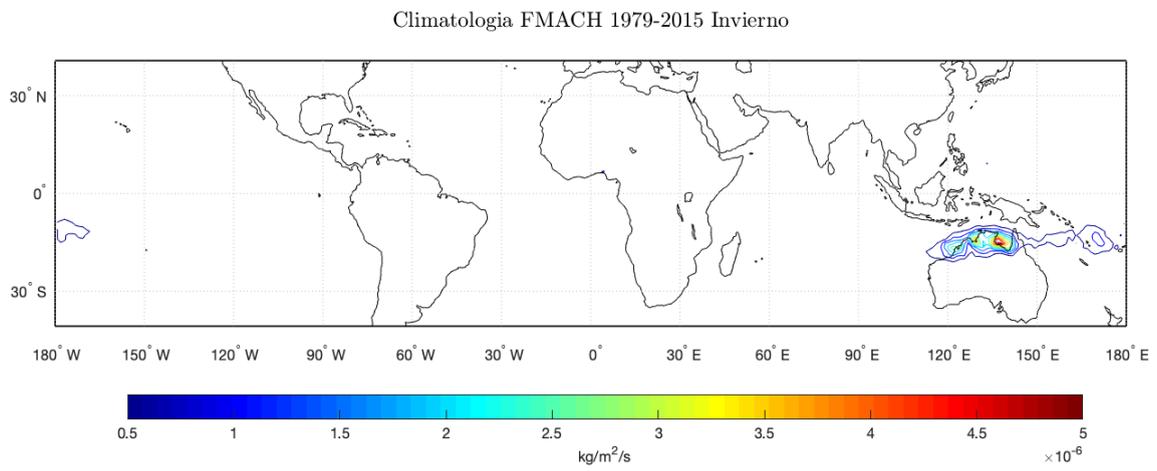


FIGURA A.2: Climatología de invierno del flujo de masa ascendente de convección húmeda del producto MERRA

Bibliografía

- Avery, M. A., Davis, S. M., Rosenlof, K. H., Ye, H., and Dessler, A. E. (2017). Large anomalies in lower stratospheric water vapour and ice during the 2015–2016 el niño. *Nature Geoscience*, 10(6):405.
- Bjerknes, J. (1969). Atmospheric teleconnections from the equatorial pacific. *Monthly weather review*, 97(3):163–172.
- Calvo, N., Garcia, R., Randel, W., and Marsh, D. (2010). Dynamical mechanism for the increase in tropical upwelling in the lowermost tropical stratosphere during warm enso events. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(7):2331–2340.
- Charney, J. G. and Drazin, P. G. (1961). Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 66(1):83–109.
- Davis, S. M., Hegglin, M. I., Fujiwara, M., Dragani, R., Harada, Y., Kobayashi, C., Long, C., Manney, G. L., Nash, E. R., Potter, G. L., et al. (2017). Assessment of upper tropospheric and stratospheric water vapor and ozone in reanalyses as part of s-rip. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(20):12743–12778.
- Dee, D. P., Uppala, S., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M., Balsamo, G., Bauer, d. P., et al. (2011). The era-interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656):553–597.

- Dessler, A., Schoeberl, M., Wang, T., Davis, S., and Rosenlof, K. (2013). Stratospheric water vapor feedback. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(45):18087–18091.
- Diallo, M., Riese, M., Birner, T., Konopka, P., Müller, R., Hegglin, M. I., Santee, M. L., Baldwin, M., Legras, B., and Ploeger, F. (2018). Response of stratospheric water vapor and ozone to the unusual timing of el niño and the qbo disruption in 2015–2016. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(17):13055–13073.
- Ding, Q. and Fu, Q. (2018). A warming tropical central pacific dries the lower stratosphere. *Climate Dynamics*, 50(7-8):2813–2827.
- Fu, C., Diaz, H., and Fletcher, J. (1986). Characteristics of the response of sea surface temperature in the central pacific associated with warm episodes of the southern oscillation. *Monthly Weather Review*, 114(9):1716–1739.
- Fueglistaler, S. (2009). Tropical tropopause layer. http://www.princeton.edu/~stf/res_ttl.html.
- Fueglistaler, S. and Haynes, P. (2005). Control of interannual and longer-term variability of stratospheric water vapor. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D24).
- Fujiwara, M., Vömel, H., Hasebe, F., Shiotani, M., Ogino, S.-Y., Iwasaki, S., Nishi, N., Shibata, T., Shimizu, K., Nishimoto, E., et al. (2010). Seasonal to decadal variations of water vapor in the tropical lower stratosphere observed with balloon-borne cryogenic frost point hygrometers. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D18).
- Garfinkel, C., Waugh, D., Oman, L., Wang, L., and Hurwitz, M. (2013). Temperature trends in the tropical upper troposphere and lower stratosphere: Connections with sea surface temperatures and implications for water vapor and ozone. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(17):9658–9672.

- Garfinkel, C. I., Gordon, A., Oman, L. D., Li, F., Davis, S., and Pawson, S. (2018). Nonlinear response of tropical lower-stratospheric temperature and water vapor to enso. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(7):4597–4615.
- Gerber, E. P., Baldwin, M. P., Akiyoshi, H., Austin, J., Bekki, S., Braesicke, P., Butchart, N., Chipperfield, M., Dameris, M., Dhomse, S., et al. (2010). Stratosphere-troposphere coupling and annular mode variability in chemistry-climate models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D3).
- Gill, A. E. (1980). Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106(449):447–462.
- Greene, W. H. (2003). *Econometric analysis*. Pearson Education India.
- Gujarati, D., Guerrero, D., and Medina, G. (2004). *Econometría*. McGraw-Hill.
- Hurst, D. F., Davis, S. M., Rosenlof, K. H., Lambert, A., Read, W. G., Hall, E., and Jordan, A. F. (2017). Anomalously strong and rapid drying of the tropical lower stratosphere in 2016: Connections to both the qbo and enso. In *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Konopka, P., Ploeger, F., Tao, M., and Riese, M. (2016). Zonally resolved impact of enso on the stratospheric circulation and water vapor entry values. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(19).
- Koteswaram, P. (1958). The easterly jet stream in the tropics. *Tellus*, 10(1):43–57.
- Noël, S. (2012). Rise in upper-atmospheric carbon. *Nature Geoscience*, 5(12):848–849.
- Randel, W. J. and Jensen, E. J. (2013). Physical processes in the tropical tropopause layer and their roles in a changing climate. *Nature Geoscience*, 6(3):169.

- Randel, W. J., Zhang, K., and Fu, R. (2015). What controls stratospheric water vapor in the nh summer monsoon regions? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(15):7988–8001.
- Reed, R. J., Campbell, W. J., Rasmussen, L. A., and Rogers, D. G. (1961). Evidence of a downward-propagating, annual wind reversal in the equatorial stratosphere. *Journal of Geophysical Research*, 66(3):813–818.
- Rienecker, M. M., Suarez, M. J., Gelaro, R., Todling, R., Bacmeister, J., Liu, E., Bosilovich, M. G., Schubert, S. D., Takacs, L., Kim, G.-K., et al. (2011). Merra: Nasa’s modern-era retrospective analysis for research and applications. *Journal of climate*, 24(14):3624–3648.
- Rolf, C., Vogel, B., Hoor, P., Afchine, A., Günther, G., Krämer, M., Müller, R., Müller, S., Spelten, N., and Riese, M. (2018). Water vapor increase in the lower stratosphere of the northern hemisphere due to the asian monsoon anticyclone observed during the tacts/esmval campaigns. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(4):2973–2983.
- Schoeberl, M. R. and Hartmann, D. L. (1991). The dynamics of the stratospheric polar vortex and its relation to springtime ozone depletions. *Science*, 251(4989):46–52.
- Schoeberl, M. R., Jensen, E. J., Pfister, L., Ueyama, R., Avery, M., and Dessler, A. E. (2018). Convective hydration of the upper troposphere and lower stratosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(9):4583–4593.
- Shangguan, M., Matthes, K., Wang, W., and Wee, T.-K. (2016). Validation of cosmic water vapor data in the upper troposphere and lower stratosphere using mls, merra and era-interim. *Atmospheric Measurement Techniques Discussions*, pages 1–28.
- Solomon, S., Rosenlof, K. H., Portmann, R. W., Daniel, J. S., Davis, S. M., Sanford, T. J., and Plattner, G.-K. (2010). Contributions of stratospheric water vapor to decadal changes in the rate of global warming. *Science*, 327(5970):1219–1223.

- Tao, M., Konopka, P., Ploeger, F., Riese, M., Müller, R., and Volk, C. M. (2015). Impact of stratospheric major warmings and the quasi-biennial oscillation on the variability of stratospheric water vapor. *Geophysical Research Letters*, 42(11):4599–4607.
- Tao, M., Konopka, P., Ploeger, F., Yan, X., Wright, J. S., Diallo, M., Fueglistaler, S., and Riese, M. (2019). Multitimescale variations in modeled stratospheric water vapor derived from three modern reanalysis products. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(9):6509–6534.
- Tselioudis, G., Tromeur, E., Rossow, W. B., and Zerefos, C. (2010). Decadal changes in tropical convection suggest effects on stratospheric water vapor. *Geophysical Research Letters*, 37(14).
- Waters, J. W., Froidevaux, L., Harwood, R. S., Jarnot, R. F., Pickett, H. M., Read, W. G., Siegel, P. H., Cofield, R. E., Filipiak, M. J., Flower, D. A., et al. (2006). The earth observing system microwave limb sounder (eos mls) on the aura satellite. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44(5):1075–1092.
- Wooldridge, J. M. (2016). *Introductory econometrics: A modern approach*. Nelson Education.
- Xie, F., Li, J., Tian, W., Li, Y., and Feng, J. (2014). Indo-pacific warm pool area expansion, modoki activity, and tropical cold-point tropopause temperature variations. *Scientific reports*, 4:4552.