



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

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

DETECCIÓN Y ATRIBUCIÓN DE LA DESACELERACIÓN DEL CALENTAMIENTO GLOBAL EN VARIABLES OCEÁNICAS

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

Maestra en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:

Samanta Rodríguez Caballero

DIRECTOR DE TESIS:

Dr. Francisco Estrada Porrúa (Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM)

JURADO EXAMINADOR:

Dr. Carlos Gay García (Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM)

Dra. Blanca Emma Mendoza Ortega (Instituto de Geofísica, UNAM)

Dr. Jorge Zavala Hidalgo (Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM)

Dr. Armando Sánchez Vargas (Instituto de Investigaciones Económicas, UNAM)

Ciudad de México, Enero 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

RESUMEN

A pesar del aumento ininterrumpido en las concentraciones de gases de efecto invernadero, el incremento de la temperatura media global en la primera década del siglo XXI ha sido inferior al esperado, desafiando las concepciones establecidas sobre la dinámica del sistema climático y sus implicaciones en la tendencia futura del calentamiento global. El objetivo principal de esta Tesis es analizar, empleando técnicas econométricas, la influencia en variables oceánicas de este período de desaceleración en el calentamiento global. Para ello, estudiamos los cambios observados en las series de tiempo de temperatura y de contenido de calor oceánico (a diferentes profundidades de los océanos Atlántico, Índico, Pacífico y su promedio Global, tanto en el hemisferio norte como en el hemisferio sur, en el período comprendido entre los años 1961 y 2016), centrando la atención en la relación entre la evolución temporal de estas magnitudes y la tendencia de calentamiento global, así como en las contribuciones antropogénicas a dichos cambios. En general, se observa que las pruebas estándar de raíz unitaria no son válidas para analizar este tipo de series, mostrando algunas series tendencia estacionaria y otras una raíz unitaria. Por otra parte, las pruebas de Perron-Yabu para detectar cambio estructural evidencian un quiebre en la mayor parte de las series en el mismo período de tiempo donde comenzó el relentizamiento del calentamiento global, sugiriendo una mayor absorción de calor en las profundidades oceánicas. La prueba de contendencia de Bierens, muestra una fuerte relación de largo plazo entre el comportamiento tanto de la temperatura como del contenido de calor con el forzamiento radiativo total, lo que indica que al menos parte del aumento de la temperatura global y de la absorción de calor en los océanos se debe a la influencia antropogénica.

ABSTRACT

Defying pre-established conceptions about Climate System dynamics, the increments in the global mean temperature during the first decade of the XXI century have been lower than the more conservative estimates, despite the fact that the concentration of greenhouse gases has increased steadily during the same period of time. The main goal of this Thesis is to investigate the influence that this slowdown period in the global warming has in oceanic variables. By the use of modern econometric techniques, we study the changes in the temperature and heat content time-series for different depths of the Atlantic, Pacific and Indian ocean, and their global average, both in the northern and southern hemispheres, between the years 1961 and 2016. We focus our attention in the relationship between the time-evolution of these magnitudes, the global warming trend, and the anthropogenic contributions. In general, it is observed that the standard tests of unit root are not valid to analyze this type of time-series, showing some series as trend stationary and others unit root. On the other hand, Perron-Yabu tests to detect structural change show a break in most of the series in the same period of time where the slowdown in global warming began, suggesting increased absorption of heat in the ocean depths. The Bierens cotrending test shows a strong long term relationship between the behavior of both the temperature and the heat content with the total radiative forcing, which indicates that at least part of the increase in global temperature and the absorption of heat in the oceans is due to anthropogenic influence.

ÍNDICE GENERAL

ÍNDICE DE FIGURAS	iii
ÍNDICE DE TABLAS	iv
INTRODUCCIÓN	1
1. FUNDAMENTACIÓN TEÓRICA	5
1.1. Sistema Climático	5
1.1.1. Cambio Climático	6
1.1.2. Detección y Atribución del Cambio Climático	7
1.2. Desaceleración de la tasa de calentamiento global desde finales del siglo XX	9
2. METODOLOGÍA	19
2.1. Conceptos básicos de series de tiempo	19
2.1.1. Componentes de una serie de tiempo	19
2.1.2. Clasificación de las series de tiempo	21
2.1.3. Procesos Estocásticos	21
2.2. Pruebas estándar de raíz unitaria	26
2.2.1. Pruebas de Dickey-Fuller	27
2.2.2. Prueba de Kwiatkowski-Phillips-Schmidt-Shin	28
2.2.3. Prueba de Elliott-Rothenberg-Stock	28
2.3. Prueba de Perron-Yabu para detectar cambios estructurales	29
2.4. Prueba de raíz unitaria con un solo quiebre en la función de tendencia . . .	30
2.5. Prueba de Cotendencia de Bierens para identificar tendencias comunes	31
2.6. Descripción de los datos utilizados	32

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	33
3.1. Propiedades de las series de tiempo de la temperatura y el contenido de calor oceánico	33
3.2. Pruebas estándar de raíz unitaria	37
3.3. Pruebas para detectar cambios estructurales en la función de tendencia . . .	37
3.4. Pruebas de raíz unitaria con cambio estructural	47
3.5. Identificando la existencia de una disminución de la tasa de calentamiento en la temperatura y contenido de calor oceánico	48
CONCLUSIONES	55
RECOMENDACIONES	57
ANEXO 1: RESULTADOS DE LAS PRUEBAS ESTÁNDAR DE RAÍZ UNITARIA	58
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	63

ÍNDICE DE FIGURAS

1.	Anomalías anuales de la temperatura superficial media global	2
1.1.	Comparación de las anomalías de la temperatura media global de la superficie observadas y simuladas	10
1.2.	Anomalías de la temperatura media global de la superficie	11
2.1.	Componentes de una serie de tiempo	20
2.2.	Procesos Estocásticos	24
3.1.	Temperatura promedio anual oceánica	34
3.2.	Contenido de calor promedio anual oceánico	35

ÍNDICE DE TABLAS

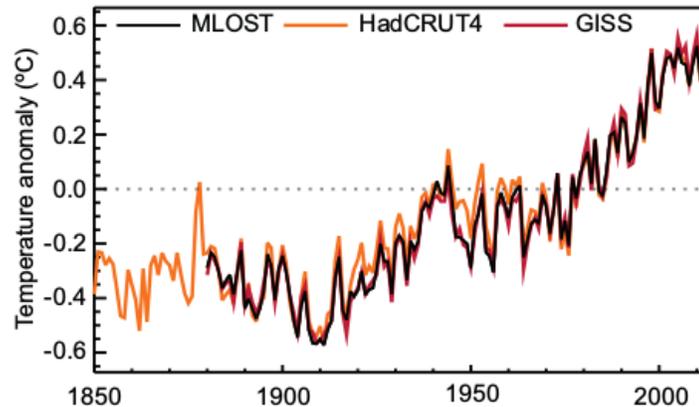
3.1. Pruebas de Perron-Yabu y de Kim-Perron para las series de temperatura y contenido de calor. Océano Global y sus hemisferios.	38
3.2. Pruebas de Perron-Yabu y de Kim-Perron para las series de temperatura y contenido de calor. Océano Atlántico y sus hemisferios.	41
3.3. Pruebas de Perron-Yabu y de Kim-Perron para las series de temperatura y contenido de calor. Océano Índico y sus hemisferios.	43
3.4. Pruebas de Perron-Yabu y de Kim-Perron para las series de temperatura y contenido de calor. Océano Pacífico y sus hemisferios.	45
3.5. Prueba de Cotendencia para las series de temperatura y forzamiento radiativo total. Océano Global, Atlántico y sus hemisferios.	51
3.6. Prueba de Cotendencia para las series de temperatura y forzamiento radiativo total. Océano Índico, Pacífico y sus hemisferios.	52
3.7. Prueba de Cotendencia para las series de contenido de calor y forzamiento radiativo total. Océano Global, Atlántico, y sus hemisferios.	53
3.8. Prueba de Cotendencia para las series de contenido de calor y forzamiento radiativo total. Océano Índico, Pacífico, y sus hemisferios.	54
3.9. Pruebas estándar de raíz unitaria para las series de temperatura y contenido de calor. Océano Global y sus hemisferios.	59
3.10. Pruebas estándar de raíz unitaria para las series de temperatura y contenido de calor. Océano Atlántico y sus hemisferios.	60
3.11. Pruebas estándar de raíz unitaria para las series de temperatura y contenido de calor. Océano Índico y sus hemisferios.	61
3.12. Pruebas estándar de raíz unitaria para las series de temperatura y contenido de calor. Océano Pacífico y sus hemisferios.	62

INTRODUCCIÓN

El cambio climático constituye uno de los desafíos más importantes que debe enfrentar la humanidad en el presente siglo. Con el inicio de la Revolución Industrial, el hombre comenzó a utilizar combustibles fósiles a gran escala y desde entonces, el volumen de las emisiones de gases de efecto invernadero (GEI) antropogénicos a la atmósfera, principalmente dióxido de carbono y metano, no ha tenido precedente. La actividad humana ha jugado un papel dominante en la evolución del clima en sus diversas escalas (local, regional y global) y ha afectado significativamente cada uno de sus componentes, llegando a ser lo suficientemente importante como para que los cambios inducidos por la misma sean distinguibles de la variabilidad natural del clima.¹⁻⁸

Desde su Cuarto Informe de Evaluación,⁹ el Panel Intergubernamental de Expertos sobre Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés) ha señalado que *“el calentamiento del sistema climático es inequívoco, y desde la década de 1950 muchos de los cambios observados no tienen precedentes con las variaciones en los últimos decenios a milenios”*, siendo claras las evidencias del aumento de aproximadamente 0.85°C observado en la temperatura media global durante el último siglo y la disminución ininterrumpida de la extensión del hielo marino en el Ártico desde finales de 1990.¹⁰ Además, se han registrado períodos de calor extremo sobre la tierra,¹¹ mientras que la temperatura en la tropósfera inferior se ha incrementado entre 0.13 y 0.22°C por década desde 1979.¹⁰ También se han detectado incrementos en la humedad y la precocidad de los eventos primaverales, en el nivel del mar,¹¹ en el calentamiento y acidificación de los océanos,⁵ cambios en el ciclo del agua, y un aumento significativo en los fenómenos climáticos extremos.^{6,12}

Figura 1: Anomalías anuales de la GMST en relación con la climatología de 1961–1990 a partir de la última versión de los tres conjuntos combinados de datos de temperatura de la superficie terrestre y de temperatura la superficial del mar (HadCRUT4, GISS y NCDC MLOST). La figura ha sido tomada de la Ref. [6] (Cap. 2, pág. 193).



La temperatura media global de la superficie (GMST, por sus siglas en inglés) se ha caracterizado por una tendencia no lineal del calentamiento a largo plazo durante los últimos cien años⁹ (ver Figura 1). El calentamiento total desde 1880 ha sido de alrededor de 0.85 °C, sin embargo, dicha tendencia está determinada por un período de un acelerado calentamiento (entre 1970 y 1990) y dos períodos de desaceleración o relentizamiento (denominados en la literatura como “hiatos” o “pausas”), el primero de ellos^{13–15} entre 1940 y 1970, y el segundo^{12,16–20} desde finales de 1990 hasta la primera década del siglo XXI aproximadamente.

A pesar del continuo aumento de las concentraciones de GEI en la atmósfera, desde finales del siglo XX la GMST no aumentó al ritmo que se esperaba.^{19,21–24} La reciente desaceleración de la tasa de calentamiento global ha generado un interés significativo en la comunidad científica para explicar las causas asociadas a su origen y las implicaciones para la tendencia futura del calentamiento global, lo que ha dado lugar a distintas hipótesis. Se ha propuesto la influencia de cambios en el forzamiento natural²⁵ provocados fundamentalmente por el aumento de los aerosoles estratosféricos^{26,27} (relacionado principalmente con la actividad volcánica), la presencia de un mínimo solar prolongado^{28–30} y la disminución del vapor de agua estratosférico.³¹ Otra posible explicación parte de la disminución de las concentraciones atmosféricas de los clorofluorocarbonos y el metano;¹⁸ mientras que la opinión predominante es que la llamada “pausa” se debe principalmente a variaciones decenales de la GMST causadas por la redistribución de calor dentro del sistema climático. Se argumenta que la mayor parte del exceso de calor en el sistema se está almacenando en los océanos, representando más del 90 % de la energía acumulada en los mismos entre 1971 y el 2010. Adicionalmente, los efectos de la variabilidad natural de baja frecuencia^{16,22–24,32–46} (como la Oscilación Multidecadal del Atlántico: AMO, la Oscilación Decadal del Pacífico: PDO, la Oscilación Interdecadal del Pacífico: IPO y los eventos de “El Niño” y “La Niña”) pueden enmascarar la tendencia al calentamiento a largo plazo. Sin embargo, diferentes autores han cuestionado la existencia del “hiato”, planteando algunos que es resultado de un “artefacto

estadístico” producido por sesgos en los datos,^{10,47-49} mientras otros argumentan que carece de bases científicas sólidas o que nunca existió.⁵⁰⁻⁵³

Los estudios de atribución del cambio climático, se pueden agrupar en dos categorías generales: los métodos estadísticos y los físico-estadísticos.^{12,54-57} El objetivo de estos estudios es ayudar a caracterizar la respuesta del sistema climático ante los cambios en el forzamiento externo y a comprender el papel de las actividades humanas en la alteración de dicho sistema. A pesar de las diferencias entre métodos, las discordancias entre los distintos registros y reconstrucciones de la temperatura media global y las distintas formulaciones de modelos climáticos, hasta la fecha existe consenso en cuanto a la presencia de una clara influencia antropogénica en el calentamiento observado,^{5,18,58} y en la importancia de una correcta descripción de la relación entre forzantes (tanto naturales como antropogénicos) y del calentamiento generalizado que se ha observado en el sistema.

Si bien no ha sido la metodología dominante, varios estudios sobre el ralentizamiento reciente en el calentamiento global han estado basados en el enfoque de series de tiempo.⁵⁹⁻⁶¹ Estos trabajos argumentan que para probar la existencia de la “pausa” en el calentamiento, es necesario filtrar los efectos de la variabilidad interna de baja frecuencia de las series de temperatura y emplear pruebas estadísticas adecuadas para el tipo de proceso generador de datos. Dichos estudios han encontrado fuerte evidencia empírica en favor de la existencia de esta desaceleración, atribuyéndola en parte a cambios en el forzamiento de origen antropogénico. El enfoque de series de tiempo presenta la complicación de que requiere una adecuada identificación de los procesos generadores de datos, pero tiene la gran ventaja de que no depende de los resultados de modelos físicos del clima.

Necesidad de la investigación:

Existen contradicciones en la literatura y poco consenso en la comunidad científica en cuanto a la naturaleza y causas de la actual desaceleración del calentamiento global. Más aún, no existen estudios de detección y atribución basados en la aplicación de métodos econométricos en variables como la temperatura y el contenido de calor oceánico.

Problema Científico:

¿Existe evidencia en variables oceánicas que permita establecer la detección y atribución del calentamiento global y proponer posibles causas de su reciente desaceleración?

Hipótesis:

Los métodos econométricos permiten estudiar la evolución temporal de variables oceánicas y atribuir a distintas causas su tendencia general y la desaceleración del calentamiento global.

Objetivo General:

Estudiar los cambios observados en las series de temperatura y contenido de calor oceánico empleando métodos econométricos, evaluando las posibles contribuciones antropogénicas a dichos cambios.

Objetivos Específicos:

1. Caracterizar la tendencia de calentamiento en las series de tiempo de la temperatura y el contenido de calor oceánico.
2. Evaluar la contribución de factores antropogénicos al calentamiento.
3. Analizar si existe relación entre la desaceleración observada en el calentamiento global y los cambios en la temperatura y el contenido de calor oceánico.

La Tesis continúa con tres capítulos. El primero de ellos está dedicado a brindar los fundamentos teóricos más importantes del sistema climático y a introducir el fenómeno del cambio climático, discutiendo aspectos imprescindibles para los estudios de detección y atribución del calentamiento observado; dicho capítulo también introduce el problema de la reciente desaceleración de la tasa de calentamiento global, ofreciendo una perspectiva de su origen, causas, y algunas de las teorías que han surgido para explicar su existencia. En el segundo capítulo se describe la metodología empleada, dedicando primero una sección a los conceptos básicos de series de tiempo y luego describiendo los métodos empleados para caracterizar las series de tiempo estudiadas; por último se mencionan las fuentes de los datos utilizados. En el tercer capítulo se presentan y discuten los resultados obtenidos. Para finalizar, se exponen las principales conclusiones a las que se arribaron y a continuación se resumen algunas perspectivas inmediatas y futuras del trabajo presentado en esta Tesis.

FUNDAMENTACIÓN TEÓRICA

1.1. Sistema Climático

El sistema climático es un sistema termodinámico cerrado compuesto esencialmente por cinco componentes: hidrósfera, criósfera, biósfera, litósfera y atmósfera. Aunque dichos componentes son muy diferentes en cuanto a sus propiedades físico-químicas, estructura y comportamiento, están interrelacionados por complejos procesos físicos (que incluyen intercambios de energía, masa, calor y momento) de modo tal que una modificación significativa en alguno de ellos, natural o antropogénica, puede inducir cambios considerables en los restantes.⁶²⁻⁶⁴

En su sentido más amplio, el clima es un conjunto fluctuante de condiciones atmosféricas, caracterizado por el estado medio y la evolución del tiempo. De forma más rigurosa, el clima puede ser definido como la descripción estadística (en términos de media y variabilidad) de un conjunto de parámetros atmosféricos (tales como la temperatura, la velocidad y dirección del viento, la precipitación, la presión, y la humedad) para una región específica y cierto período de tiempo, generalmente 30 años.^{5, 62, 63, 65}

La temperatura de la Tierra es resultado del equilibrio existente entre la energía que recibe del Sol y la energía que libera al espacio.^{5, 64, 66} Aproximadamente la mitad de la radiación solar que llega al planeta es absorbida por la superficie terrestre; de la otra mitad una parte es absorbida en la atmósfera, mientras el resto es reflejada tanto por las nubes y pequeñas

partículas suspendidas, como por la superficie del planeta (principalmente por las zonas cubiertas de nieve o hielo, y por los desiertos). Sin embargo, no toda la radiación infrarroja emitida por la superficie terrestre logra escapar al espacio, parte de esta es absorbida por moléculas de gases de efecto invernadero presentes en la atmósfera y reflejada nuevamente hacia la superficie del planeta, dando origen al denominado efecto invernadero natural (gracias al cual la temperatura media global es cerca de 14°C , en lugar de los -19°C que existirían⁵ si este fenómeno no tuviera lugar). El clima terrestre permanece estable solo si la cantidad de energía que absorbe el planeta es equivalente a la que se libera al espacio, estableciéndose un balance energético como consecuencia del cual la temperatura global media permanecerá en equilibrio. Cualquier factor (forzamiento), ya sea natural o antropogénico, capaz de modificar este balance en el sistema climático, traerá consigo que el sistema se reajuste intentando compensar el cambio y llegar a un nuevo estado de equilibrio; esto se traduce en un aumento o disminución de la temperatura media del planeta.⁶² El forzamiento radiativo* permite cuantificar las modificaciones en los flujos de energía producidos por estos impulsores. Con el inicio de la época preindustrial, las actividades humanas han comenzado a causar cambios significativos en las concentraciones atmosféricas de GEI y otras sustancias radiativas, modificando significativamente el balance energético del planeta.

1.1.1. Cambio Climático

La ciencia del cambio climático no es reciente.⁶⁷ Los primeros estudios comenzaron a principios del siglo XIX, cuando se sospechó la existencia de variaciones naturales en el paleoclima. El físico y matemático francés Joseph Fourier fue el primero en identificar la existencia del efecto invernadero natural en 1824.⁶⁸ Posteriormente, en 1861, el físico irlandés John Tyndall demuestra que el dióxido de carbono (CO_2) y el vapor de agua (H_2O) podían provocar cambios en el clima. El químico sueco Svante Arrhenius concluye en 1895 que la combustión de carbón durante la era industrial acentuaría el efecto invernadero natural.⁶⁹ Sin embargo, no es hasta 1938 que el ingeniero británico Guy Callendar muestra evidencias de un aumento en la temperatura como consecuencia del incremento de la concentración de CO_2 en la atmósfera.⁷⁰ En 1960 el geoquímico estadounidense Charles David Keeling constata un aumento de CO_2 en la Antártida,⁷¹ y poco después son identificados el metano (CH_4), el óxido nitroso (N_2O) y los clorofluorocarbonos (CFC_s) como otros GEI antropogénicos. En su Primer Informe de Evaluación, en 1990, el IPCC publica una panorámica general sobre del cambio climático, evidenciado la existencia de un creciente aumento en

*El forzamiento radiativo no es más que el cambio en la irradiación neta vertical en la tropopausa debido a un cambio interno o externo al sistema climático. Se dice que el forzamiento radiativo es positivo, cuando se produce un calentamiento de la superficie y negativo, cuando ocurre un enfriamiento.⁵

las concentraciones de GEI en la atmósfera debido a la acción del hombre y pronostica un aumento de la temperatura de 0.3°C para cada decenio del siglo XXI.

El cambio climático es resultado de un desequilibrio existente (a escala global o regional) en el balance energético de la Tierra con respecto a su historial climático, pudiendo ser causado por los efectos de la propia variabilidad interna del clima o por forzantes externos al sistema, los cuales pueden ser tanto factores naturales⁷² (erupciones volcánicas, variaciones en la radiación solar, variaciones en los parámetros orbitales de la Tierra, cambios en la circulación oceánica) como factores antropogénicos^{73,74} (emisiones de GEI y otras sustancias que alteran la composición de la atmósfera, así como la modificación del uso de los suelos). El IPCC, define el cambio climático como:⁵ *una importante variación estadística en el estado medio del clima o en su variabilidad, que persiste durante un período prolongado de tiempo normalmente décadas o incluso más. También se refiere al cambio del clima atribuido directa o indirectamente a la actividad humana que altera la composición de la atmósfera mundial y que se suma a la variabilidad natural del clima observado durante períodos de tiempo comparables.*

1.1.2. Detección y Atribución del Cambio Climático*

Para una mejor comprensión y monitoreo del sistema climático se requiere de observaciones cada vez más completas de diversos parámetros atmosféricos, oceánicos y terrestres. Los primeros registros de temperatura y otras variables climáticas a escala global datan desde mediados del siglo XIX, pero es solo a partir del año 1850 que se cuenta con una base de datos relativamente completa de temperaturas. Con el paso del tiempo la recopilación y procesamiento de información climática se ha beneficiado de técnicas modernas de observación que incluyen mediciones directas sobre el terreno y teledetección desde satélites y otras plataformas. Además, la recuperación y procesamiento de información climática y el empleo de métodos tanto físicos como estadísticos han permitido completar y extender el pasado climático y mejorar las estimaciones de las temperaturas observadas minimizando sus incertidumbres.

La detección del cambio climático es el proceso de demostrar que el clima o un sistema afectado por el clima ha cambiado en un sentido estadístico bien definido, sin importar las causas de dicho cambio. El problema de detectar cambios en el sistema climático está relacionado con encontrar señales o patrones en alguna variable o conjunto de variables relevantes. Se dice que se ha detectado un cambio en las observaciones si su probabilidad

*Para tener una visión más completa de los métodos de detección y atribución del cambio climático, así como un análisis más exhaustivo de los resultados obtenidos con los mismos, consultar las Refs. [12,56,75–77] y sus referencias internas.

de ocurrencia debido solo a la variabilidad interna del clima es pequeña.^{12,56} Por otra parte, la atribución del cambio climático es el proceso de evaluar las contribuciones relativas de múltiples factores causales a un cambio o evento con un grado de confianza estadístico, este procedimiento implica la descomposición de la señal climática en sus diferentes componentes (por ejemplo, naturales y antropogénicas) y la evaluación de su importancia relativa.^{12,56,78} La detección del cambio climático y la atribución de sus causas juegan un papel importante en la comprensión de dicho fenómeno, en la evaluación de modelos climáticos y en las predicciones relacionadas con el cambio climático antropogénico. El objetivo final de estos estudios consiste en evaluar la importancia de la intervención humana sobre el sistema climático y mejorar el conocimiento sobre la respuesta de dicho sistema ante cambios observados en el forzamiento radiativo.¹²

La atribución de los cambios observados a través de modelos climáticos está orientada a encontrar una relación coherente entre las observaciones y la respuesta de dichos modelos ante diferentes forzantes, dentro de ellos los gases de efecto invernadero, la radiación solar y la influencia de concentraciones de aerosoles volcánicos en la atmósfera, por citar solo algunos ejemplos. Estos modelos pueden tener diferentes grados de complejidad, pero en todos los casos deben proporcionar una representación consistente con la realidad física del proceso y la selección de las escalas espacio-temporales deben ser consecuentes con el objeto de estudio.¹²

Un número considerable de las investigaciones dedicadas a la detección del cambio climático han estado encaminadas al análisis de series de tiempo, en particular, al estudio de tendencias en la temperatura media global y hemisférica. En estos estudios existen conclusiones contradictorias: algunos autores apoyan la existencia de una tendencia estocástica en estas series de temperatura^{79,80} y otros aportan evidencia sobre la existencia de una tendencia determinista.⁸¹⁻⁸⁴ De esta forma, para algunos investigadores la explicación del calentamiento global observado es producto de la variabilidad natural de baja frecuencia (por lo que no era de esperar que perdurara a largo plazo), mientras para otros el calentamiento observado es el resultado de un cambio a largo plazo en el clima. Con la incorporación del análisis de cointegración, se comienza a poder probar estadísticamente la existencia de una relación a largo plazo entre la temperatura global y el forzamiento radiativo, sentando así las bases para los estudios de detección y atribución del cambio climático a través de métodos estadísticos.^{1,3,18,85-87}

Los métodos para realizar la atribución del cambio climáticos se pueden agrupar en dos categorías generales: los métodos estadísticos y los físico-estadísticos, siendo los últimos los de mayor aplicación hasta la fecha.^{12,56} Los métodos econométricos de series de tiempo están basados en observaciones que son altamente dependientes de los supuestos sobre las propiedades de las series de tiempo.⁸⁸ Existen dos métodos físicos: 1) el *optimal fingerprin-*

ting,^{12,56,75} que consiste en buscar patrones espaciales y/o temporales consistentes con las señales antropogénicas que son comunes a las simulaciones con forzamiento antropogénico y a las observaciones; y 2) el contrafactual,^{12,57} este implica que parte de cualquier cambio observado se puede atribuir a un factor causal específico si las observaciones se consideran consistentes con los resultados de un modelo físico que incluye el factor causal en cuestión, e incompatible con un modelo idéntico que excluye este factor. Este enfoque es altamente dependiente del desempeño de los modelos de clima.^{12,56}

Los primeros resultados obtenidos empleando el método de *optimal fingerprinting* se centraron en relacionar los patrones observados con aquellos existentes en la respuesta de equilibrio o la respuesta transiente obtenida de un modelo físico del clima bajo cierta combinación de forzantes radiativos,⁸⁹ actualmente se emplean en las simulaciones físicas el forzamiento observado durante el período objeto de estudio.^{57,78,90-94} Estos métodos presentan la ventaja de que se pueden aplicar en un amplio rango de escalas y un gran número de variables, pero requieren del uso de modelos climáticos, dependiendo los resultados de la exactitud de las respuestas simuladas a factores externos (que se evalúa comparando los resultados obtenidos con las respuestas estimadas de diferentes modelos climáticos). Los estudios de atribución basados en métodos estadísticos no dependen de qué tan capaces son los modelos físicos del clima para reproducir el clima observado. Estos métodos ofrecen otra forma de investigar el cambio climático, sin embargo, actualmente existen pocas pruebas y modelos estadísticos para relacionar tendencias de largo plazo en series no estacionarias.¹²

En las últimas décadas, los métodos econométricos han recibido especial interés por parte de los científicos del clima, incluyendo las pruebas de raíz unitaria, cointegración, *cotrending* y la modelación de cambios estructurales en las series de tiempo.^{3,18,59-61,87} A pesar de las diferencias entre estas metodologías, las discrepancias entre las reconstrucciones de la temperatura global y hemisférica, y de las distintas formulaciones de modelos climáticos, hasta la fecha existe un fuerte consenso en cuanto al papel dominante de las actividades humanas en el calentamiento global observado. Es comúnmente aceptado que la temperatura y el forzamiento radiativo comparten una misma tendencia a largo plazo.^{5,18,58}

1.2. Desaceleración de la tasa de calentamiento global desde finales del siglo XX

Se ha demostrado que la Tierra está absorbiendo más energía del Sol de la que irradia hacia el espacio,⁹⁵ y que el incremento en las concentraciones atmosféricas de GEI es el principal responsable del aumento observado en la temperatura media global desde la segunda mitad del siglo XX.^{5,34,73,96-98} A pesar de que las concentraciones de GEI han aumentado ininterrumpidamente desde finales de la década de 1990, el incremento de la temperatura media

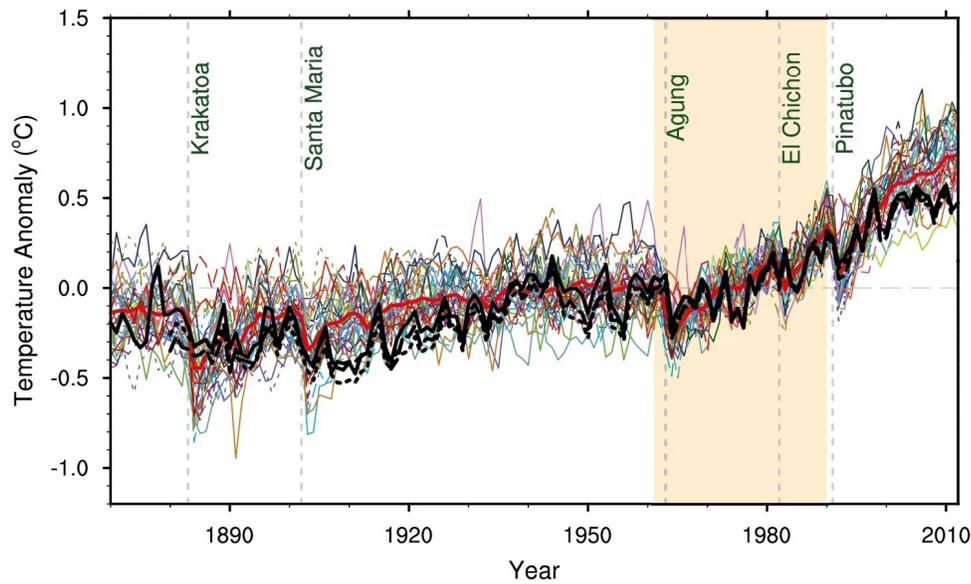


Figura 1.1: Anomalías en las series de tiempo de la GMST observadas (línea gruesa negra) y obtenidas en las simulaciones de los modelos del CMIP5* (líneas de colores) desde 1870 hasta el 2012. Todas las anomalías representan la diferencia con respecto a la GMST promedio en el período 1961–1990 para cada serie particular. El período de referencia (1961–1990) se muestra resaltado en color amarillo, las líneas discontinuas verticales representan los años en que tuvieron lugar las mayores erupciones volcánicas. La figura ha sido tomada de la Ref. [103] (Cap. 9, pág. 768).

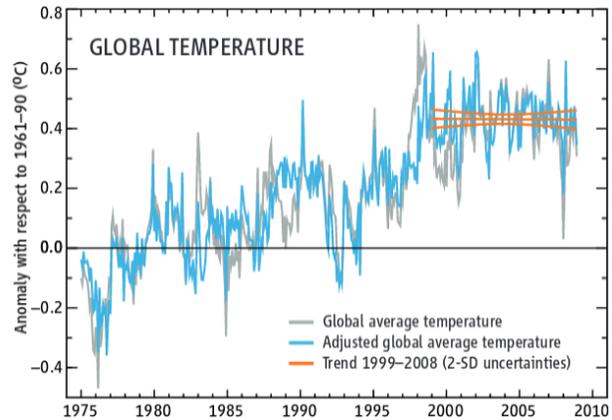
global no ha sido el esperado.^{19,21,23,24,26,50,99–101} En su Quinto Informe de Evaluación⁵ (AR5), el IPCC reportó que el calentamiento debía haber continuado a una tasa promedio de $0.21\text{ }^{\circ}\text{C}$ por década. Sin embargo, entre 1998 y 2012 el incremento observado en la GMST (línea gruesa negra en la Figura 1.1) fue de tan solo $0.04\text{ }^{\circ}\text{C}$ por década. A este período se le ha denominado y citado en la literatura como “pausa”, “hiato”, desaceleración o ralentizamiento del calentamiento global.^{16,21–23,50,102} En adelante, nos referiremos a “pausa” o “hiato” basándonos exclusivamente en la definición propuesta por el IPCC.**

Al parecer, el primer estudio en documentar la existencia de la “pausa” fue publicado por Knight *et al.* en agosto de 2009 en el Boletín de la Sociedad Meteorológica Americana.¹⁰⁴ En dicha publicación se reporta que el aumento de la temperatura global se había ralentizado en la última década (ver Figura 1.2), obteniendo un incremento de $0.07 \pm 0.07\text{ }^{\circ}\text{C}$ por década entre enero de 1999 y diciembre de 2008 en la tendencia de la temperatura global superficial del aire, siendo en comparación mucho menor que el del período de 1979–2005 ($0.18\text{ }^{\circ}\text{C}$ por década), y también inferior a la tendencia de calentamiento esperada.⁵ Desde entonces, la naturaleza, las causas, e incluso la existencia misma de esta disminución en la tasa de

**En el AR5 el IPCC reconoció la existencia de la “pausa”, definiéndola como:⁵ *la reducción de la tendencia de la temperatura media global durante 1998–2012 en comparación con la tendencia durante 1951–2012.*

* *Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP, por sus siglas en inglés), Fase 5.*

Figura 1.2: Anomalías mensuales de la temperatura media global superficial (color gris) en relación con la climatología de 1961–1990. El ajuste después de restar el efecto del ENSO (color azul) y la tendencia entre 1999–2008 (naranja) también aparecen representados. La figura ha sido tomada de la Ref. [114].



crecimiento de la temperatura media global ha generado un ávido debate entre científicos, políticos y público en general, por lo que no es de extrañar que se le hayan dedicado numerosas investigaciones.^{16, 17, 20, 22–24, 35, 48, 49, 51, 52, 105–113}

Muchos han sido los estudios dedicados a refutar la existencia del reciente relentizamiento del calentamiento global. Por ejemplo, se ha planteado la existencia de un “artefacto estadístico” producido como resultado de la combinación de ciertas oscilaciones climáticas naturales que tienden a enmascarar temporalmente las tendencias a largo plazo de la temperatura, además del uso de un número reducido de observaciones.¹⁰ Por otro lado, en diferentes trabajos se ha cuestionado la forma en que los datos de la temperatura media global han sido obtenidos, destacándose los análisis críticos sobre la incorporación de las estimaciones de la temperatura superficial del Ártico,⁴⁷ la revisión de las compensaciones de la temperatura superficial del mar a través de boyas oceánicas⁴⁹ y los ajustes entre las diferencias de temperatura mar–aire.⁴⁸ No obstante, a partir de observaciones de la temperatura en la troposfera inferior desde plataformas satelitales se corroboró la existencia de una desaceleración en el ritmo de calentamiento de la GMST¹¹⁵ (en estos resultados se tuvo en cuenta que estas observaciones están sujetas a ciertas incertidumbres¹⁰⁹). Otra clase de argumento parte de las tendencias de las temperaturas observadas y las propiedades estadísticas de los modelos climáticos¹¹⁶ (incluidos los de CMIP5) o fases particulares de la modulación de variabilidad interna.¹¹⁷ En respuesta a estos planteamientos se ha discutido cómo los modelos climáticos no han sido capaces de capturar las variaciones internas en el balance energético de la superficie terrestre,^{23, 24} entre ellas, la absorción de calor en el océano profundo^{16, 22} y los cambios en el forzamiento radiativo externo,^{28, 31, 109} así como de la alta sensibilidad que caracteriza a estos modelos.¹⁰⁷

Empleando mejores técnicas para reducir los sesgos en la cobertura de los datos, Karl *et al.*⁴⁹ propone que la “pausa” puede estar relacionada a problemas con la homogeneización de los datos de la temperatura superficial de los océanos. Tras comparar las estimaciones revisadas y mejoradas de la GMST después del año 2000 con el período comprendido entre 1950 y

1999, concluyen que no se habían producido cambios significativos en la tasa de incremento de la GMST. Así mismo, obtienen que la tasa de calentamiento de los últimos 15 años es la misma que la observada durante la segunda mitad del siglo pasado, además de que la tendencia de la temperatura a largo plazo entre 1998 y 2014 es igual que la de 1950–1999 y cerca de la tendencia entre 1950 y 2014, con valores próximos a $+0.11^{\circ}\text{C}$ por década. Por otra parte, Rajaratnam *et al.*⁵³ estudian la significación estadística del denominado “hiato”, determinando que la tasa de calentamiento en este período es mayor que la obtenida entre 1950 y 1997. Dichos autores no encuentran evidencias de un estancamiento de la temperatura media global o de la existencia de cambios en el aumento de temperatura de un año a otro. Sin embargo, se ha probado que la selección de las fechas de inicio y fin en las comparaciones entre dos intervalos determinará la magnitud y la significancia estadística de las tendencias observadas en las temperaturas, así como las diferencias con respecto a la proyecciones de los modelos climáticos, pudiendo ser mayor o menor.^{21,109} Teniendo en cuenta este importante aspecto, se puede argumentar que Karl *et al.* y Rajaratnam *et al.* hicieron comparaciones estadísticas de la actual desaceleración del calentamiento global con respecto a un período de referencia que incluye lo que muchos conocen como el “gran hiato” (1943–1975), siendo este un período basal, lo que significa que la tasa de aumento del forzamiento positivo de GEI antropogénicos fue más débil que en el presente, y el forzamiento negativo debido a las emisiones antropogénicas de aerosoles de sulfato estaban aumentando a un ritmo mayor. Otro aspecto importante que no tuvieron en cuenta en las citadas investigaciones fue la presencia de grandes eventos como “El Niño” o “La Niña” y las emisiones de aerosoles volcánicos que tienden a afectar los resultados en dichas comparaciones.¹⁰²

Recientemente, Fyfe *et al.*²⁰ publicaron un artículo donde reconocen la existencia de errores y falta de homogeneidad en las temperaturas registradas y la presencia de “artefactos climáticos” en la temperatura troposférica (por errores en las estimaciones de la captación de calor por los océanos,¹¹⁸ los datos de radiosondas¹¹⁹ y de satélites¹²⁰). A pesar de ello, cuando los autores comparan la tendencia de la temperatura con los datos ya corregidos (por Karl *et al.*⁴⁹) y las simulaciones climáticas (incluidas las de los modelos del CMIP5) encuentran que la tasa de calentamiento observada desde comienzos del presente siglo ha sido considerablemente inferior a la tasa promedio simulada, concluyendo que el ritmo de incremento en la GMST se ha ralentizado, siendo dicho ralentizamiento un fenómeno real que no se puede descartar como un simple problema de sesgo en los datos.

En sus inicios, se propuso que la manifestación de “hiatos” en las observaciones y en los resultados de las modelaciones climáticas era consecuencia de la variabilidad interna del clima, donde se pueden evidenciar períodos de al menos una década con poca o ninguna tendencia al calentamiento (a corto plazo) superpuesta a la tendencia de calentamiento (a largo plazo) provocado principalmente por el forzamiento de los GEI.²¹ Hasta el presente,

existe un gran número de investigaciones dedicadas al estudio del “hiato” en la GMST, sus posibles causas, y su interrelación con variables como la actividad solar, la concentración de vapor de agua y aerosoles en la atmósfera, la distribución del contenido de calor oceánico, la influencia de modos de variabilidad climática de baja frecuencia, entre otras. A continuación, sin pretender ser exhaustivos, se resumen las principales discusiones y conclusiones de dichos trabajos.

El vapor de agua estratosférico constituye el más importante impulsor del cambio climático. Después del año 2000 sus concentraciones disminuyeron cerca de un 10 %, contribuyendo a la reducción de la temperatura superficial global a partir de este año y hasta el 2009 alrededor de un 25 % en comparación con lo que se habría producido debido solo al CO₂ y otros GEI.³¹ En su trabajo, Solomon *et al.*³¹ concluyen que el vapor de agua estratosférico probablemente se incrementó entre 1980 y 2000, lo que habría aumentado la tasa decenal de calentamiento superficial durante los años '90 en un 30 %.

Algunas investigaciones han propuesto que el aumento de los aerosoles estratosféricos también favoreció la presencia del “hiato” en la GMST.^{26,27} Solomon *et al.*²⁶ muestran que la capa de aerosol estratosférica de fondo es variable aún en ausencia de grandes erupciones volcánicas. Empleando un conjunto variado de datos, demuestra que los aerosoles estratosféricos han aumentado desde el año 2000 como consecuencia de pequeñas erupciones volcánicas, en contraposición al aumento de emisiones antropogénicas de GEI. Igualmente, se cuantifica el forzamiento radiativo debido al incremento de los aerosoles estratosféricos durante el período de 2000–2010, en alrededor de -0.1 W/m^2 , lo que provoca un enfriamiento de la temperatura global de aproximadamente 0.07°C . Debido solo a erupciones volcánicas, la temperatura se enfrió 0.5°C en 1992.¹²¹ De no tenerse en cuenta los efectos de las primeras erupciones volcánicas del siglo XXI en las simulaciones de los modelos climáticos, se sobrestima el calentamiento en la tropósfera desde 1998 y las diferencias entre las tendencias simuladas y observadas de la temperatura troposférica en el período de 1998–2012 son hasta un 15 %.¹⁰⁹

Se ha identificado que la reducción de la actividad solar es un factor importante que ha contribuido a una menor tasa de calentamiento en el período de 1980–2013, y con ello a enmascarar el verdadero desarrollo del clima en dicho período. Las temperaturas globales habrían aumentado a un ritmo constante desde 1980 como respuesta a las crecientes concentraciones atmosféricas de GEI (principalmente de CO₂ y CH₄), y no se habría logrado la nivelación observada desde el año 2001. Por lo tanto, concluye Stauning *et al.*,²⁹ si la actividad solar se incrementa en los próximos años,* las temperaturas globales observadas reanudarían el creciente aumento que se venía observando desde finales del siglo XX e

*En el 2014 (año en que Stauning *et al.* publicaron su trabajo) la actividad solar se encontraba en el nivel más bajo de los últimos 100 años.

incluso llegando a ser superiores a las observadas en las últimas tres décadas.²⁹

La presencia de forzamiento radiativo negativo podría explicar parcialmente la desaceleración del calentamiento de finales de 1990, debido entre otros factores al crecimiento del consumo de carbón en Asia, que aumentó las concentraciones de aerosoles.⁸⁶ A partir de métodos econométricos, Estrada *et al.*¹⁸ identifican que la tendencia a largo plazo entre las temperaturas y el forzamiento radiativo total han sido determinadas en gran medida por las concentraciones atmosféricas de GEI antropogénicos y moduladas por otros factores radiativos. Entre los elementos que influyeron en una menor tasa de calentamiento, están la reducción de las emisiones de sustancias que agotan el ozono estratosférico después de las medidas tomadas en el Protocolo de Montreal y los cambios en la producción agrícola en Asia que disminuyeron las emisiones atmosféricas de CH₄. Adicionalmente, el forzamiento antropogénico neto aumenta más lentamente que en décadas anteriores debido a un rápido crecimiento de las emisiones de azufre de corta duración que se compensan parcialmente con el aumento de las concentraciones de GEI y la influencia de factores como la disminución de la insolación solar, el cambio de un evento “El Niño” a “La Niña” que han sobrepuesto los efectos antropogénicos.¹²² Además, las diferencias entre las tasas observadas y simuladas de la temperatura se pueden justificar debido a errores de los modelos en la sensibilidad climática a los aumentos de gases de efecto invernadero antropogénicos,¹²³ o a las deficiencias del modelo en la representación de la variabilidad interna natural del clima,^{24,109} por ejemplo, el enfriamiento del Pacífico Tropical debido al aumento de subducción y surgencia,^{24,124} las variaciones en los ciclos solares y¹²⁵ el forzamiento de aerosoles volcánicos después del año 2000, no está bien representado en los modelos de CMIP5.¹²²

Los océanos también han jugado un papel importante en la presencia de la reciente desaceleración del calentamiento global. La temperatura en los primeros 700 m aumentó durante las dos últimas décadas del siglo XX antes de lograr una nivelación en 2003.¹²⁶ Desde el año 2000, el contenido de calor del océano global ha aumentado mucho más rápido en la termoclina (100–700 m de profundidad) que por debajo de los 700 m, mientras que en los 100 m superiores no existen evidencias de un mayor calentamiento.¹²⁷ Se ha observado un calentamiento más rápido en los niveles más profundos en el Océano Pacífico,^{16,23,24,34} el Atlántico,³⁵ y una combinación de las regiones Meridionales y en las región Subtropicales del Océano Índico y Subpolar del Atlántico Norte.³⁶ Han sido documentados cambios decenales más grandes en capas más profundas de los océanos Atlántico y Antártico.³⁵ Mientras que en el Pacífico Oriental la temperatura superficial del mar se encuentra anómalamente más fría, asociado a la fase negativa de la PDO y la influencia de “La Niña”,^{22,23} la capa de 0–100 m se ha enfriado, compensado por el calentamiento de la capa de 100–300 m del Pacífico Occidental y el Océano Índico, con una mayor contribución de los trópicos.¹²⁸ A través de predicciones retrospectivas (hasta 5 años), Guemas *et al.*¹⁷ atribuyen que la mayor parte del exceso de energía se absorbió en los primeros 700 m del océano al inicio de la

“pausa”. El 65 % de este se encuentra en los océanos Atlántico y el Pacífico Tropical. Los autores identifican que la contribución de variaciones en el forzamiento radiativo externo son despreciables en este período. Se ha planteado que la tasa neta de absorción de calor del océano no ha disminuido, y que la existencia del “hiato” se debe a una reordenación interna de calor dentro del océano entre la superficie y algunas capas más profundas. La cantidad de calor que falta en la atmósfera queda atrapado en forma de contenido de calor en los océanos, almacenándose el 70 % de este en el Índico.⁴²

Steinman *et al.*⁴⁰ utilizan una combinación de observaciones y simulaciones climáticas con el fin de determinar la variabilidad multidecadal en el Atlántico y el Pacífico, y encuentran que los efectos combinados de las oscilaciones de baja frecuencia producidas por la AMO* y la PDO** sobre las temperaturas en el hemisferio norte pudieron enmascarar la tendencia de calentamiento de la última década. A partir de un conjunto de datos de temperatura del Programa Argo (*Centre for Australian Weather and Climate Research*), Roemmich *et al.*¹²⁸ explican que la existencia de un desequilibrio en las temperaturas globales se asocia a la absorción de calor del océano. Durante el período 2006–2013 la ganancia de calor sobre la capa de 0–2000 m continuó a una tasa de 0.4–0.6 W/m². La temperatura y el contenido de calor en los primeros 100 m de profundidad siguieron las fluctuaciones interanuales del evento “El Niño/Oscilación del Sur” (ENSO), pero fueron compensadas por la variabilidad opuesta entre 100–500 m. En las profundidades de 0–500 m la temperatura aumentó con un valor de 0.005 °C por año, mientras que entre los 500–2000 m de profundidad el calentamiento se mantuvo constante, siendo en promedio de 0.002 °C por año. La mayor parte de la ganancia de calor (67–98 %) ocurrió en el Océano Extratropical del Hemisferio Sur, esta asimetría hemisférica es consistente con la falta de homogeneidad en el forzamiento radiativo y con el hecho de que la mayor área del océano se localiza en el hemisferio sur, la dinámica oceánica también influyó en los patrones regionales de ganancia de calor.

Con el objetivo de investigar que tan bien pueden los Modelos de Circulación General (MCG) de última generación capturar el más recién “hiato” en la tendencia al calentamiento de la temperatura global, Watanabe *et al.*¹³¹ utilizan un conjunto de simulaciones climáticas históricas y obtienen que la tendencia lineal de la temperatura media global del aire en superficie (SATg) en la última década no es captada por diferentes MCG, y en 11 de estos el forzamiento externo apenas es representado. Sus hallazgos sugieren que el origen de la “pausa” está asociado con la absorción de calor por los océanos, también encuentran

*La AMO fue identificada en 2001 por Stanley B. Goldenberg. Es un modo de variabilidad que ocurre en el Océano Atlántico Norte y tiene su principal expresión en la temperatura superficial del mar. Las variaciones tienen un orden de amplitud de 0.7 °C.¹²⁹

**La PDO fue definida por el oceanógrafo Steven Hare en 1996, se describe como una fluctuación de largo período en el océano Pacífico. La PDO afecta principalmente la cuenca del Pacífico Norte y el clima de América del Norte, cuenta con fases de 20 a 30 años.¹³⁰

cambios opuestos en la eficiencia de absorción de calor oceánico, debilitamiento en modelos y fortalecimiento en la naturaleza, lo que explica por qué los modelos tienden a sobrestimar la tendencia de la SATg.

La evolución temporal del contenido de calor oceánico (CCO) global entre 1958 y 2009, es estudiado por Balmaseda *et al.*,³⁴ identificando cómo el CCO está dominado por una tendencia al calentamiento y pronunciados episodios de enfriamiento. El enfriamiento observado en la temperatura superficial del mar es una respuesta a las erupciones volcánicas de El Chichón y el Pinatubo, el enfriamiento después de 1998 es probablemente una consecuencia de la descarga de calor del océano relacionado con el fuerte evento de “El Niño” de 1997–1998. Los eventos de “La Niña” y la fase negativa de la PDO pueden explicar el creciente aumento de la temperatura por debajo de los 700 m de profundidad después de 1999. Mientras que el calentamiento del océano profundo principalmente en las profundidades de 700–2000 m, está vinculado con un debilitamiento de la Circulación Meridional del Atlántico (CMA) después de 1995, probablemente los cambios en la CMA y la PDO están conectados a través de cambios en los patrones de circulación atmosférica. En la última década, alrededor del 30 % del calentamiento se ha producido por debajo de 700 m, lo que contribuyó significativamente a una aceleración de la tendencia al calentamiento. El océano profundo ha continuado calentándose, mientras que en los 300 m superiores el contenido de calor oceánico parece haberse estabilizado. Nuevas pruebas¹³² evidencian que en las observaciones y los modelos climáticos del CMIP5 el forzamiento externo gobierna en gran medida las variaciones decenales de la GMST, con variaciones generadas internamente que van a jugar un papel secundario, excepto durante períodos extremos de la IPO. El “hiato” más reciente del calentamiento global se produjo en gran medida como resultado del enfriamiento extremo debido a la influencia de la fase negativa de la IPO que abrumó el calentamiento producido por el forzamiento externo.

El análisis de una serie de simulaciones atmosféricas regionales acopladas sugiere que el calentamiento producido en el Atlántico pudo reducir el calentamiento en el Pacífico Tropical Oriental. La respuesta del Pacífico al calentamiento del Atlántico muestra rasgos similares al de “La Niña”, e incluso con el aumento de las concentraciones de GEI. El mecanismo físico que han propuesto para explicar este comportamiento es un cambio en la circulación de Walker que da lugar a anomalías del viento de superficie en el este del Pacífico Central-Occidental, los procesos acoplados océano-atmósfera amplifican la señal.¹³³ McGregor *et al.*³⁹ demuestran con datos de observaciones y resultados de una serie de modelaciones climáticas que la reciente tendencia al calentamiento en la temperatura de la superficie del océano Atlántico y los correspondientes desplazamientos de los principales centros de presión atmosférica fueron los principales impulsores de la intensificación de la circulación Walker, sus resultados ponen de manifiesto que el rápido calentamiento del Océano Atlántico desde la década de 1990 condujo a una rápida aceleración de los sistemas de vientos

alisios del Pacífico.

El aumento de la temperatura en el Océano Índico Tropical en las últimas décadas ha favorecido vientos alisios más fuertes en el Pacífico Occidental y es probable que haya contribuido a un estado de “La Niña” (con mayor circulación de Walker Este-Oeste) a través del Pacífico. Un análisis más profundo¹³⁴ basado en 163 simulaciones de modelos climáticos que incluyen el forzamiento radiativo externo, sugiere que el calentamiento del Océano Índico en relación con el Pacífico podría desempeñar un papel importante en la modulación de los cambios climáticos del Pacífico en los siglos XX y XXI. Se ha planteado que el Océano Índico ha almacenado, durante el período de “hiato” en forma de contenido de calor, aproximadamente el 70 % de la cantidad de calor que falta en la atmósfera. A través de observaciones y simulaciones con un modelo global para rastrear el calor, los autores concluyen⁴² que el aumento del contenido de calor en el Océano Índico no se puede explicar a través de los flujos de superficie, sin embargo la captación de calor por el Océano Pacífico ha sido compensada por un mayor transporte de calor desde el Océano Pacífico hasta el Océano Índico, la descarga de agua caliente desde el Océano Pacífico hacia el Océano Índico a través del Paso de Indonesia es responsable de un cambio abrupto en el contenido de calor del Océano Índico. El Océano Índico parece funcionar como un gran reservorio para mantener la temperatura media global en las últimas décadas.

La intensificación de los vientos alisios en el Océano Pacífico Tropical se atribuye en parte a la tendencia de enfriamiento observada en la temperatura de la superficie del mar.^{24,135} A través de simulaciones, Meehl *et al.*²² muestran que el calentamiento oceánico por debajo de 300 m es acelerado y que las capas superiores parecen calentarse a una tasa mucho más reducida durante el período de “hiato”, asociando este fenómeno con el evento de “La Niña”, debido a que constituye el patrón de enfriamiento en el Océano Pacífico Tropical, resultando esto consistente con el hecho de que la GMST aumenta unos meses después del período de mayor intensidad de “El Niño”. England *et al.*²⁴ constatan que la intensificación de los vientos alisios sobre el Pacífico durante las dos últimas décadas ha tenido un impacto en la disminución del calentamiento global y puede explicar el enfriamiento de Océano Pacífico Tropical y la absorción de calor oceánico subsuperficial. Como consecuencia del efecto de estos vientos anómalos se ha producido un enfriamiento en la temperatura promedio global del aire de la superficie de 0.1–0.2°C en el 2012, además ha aumentado el afloramiento en el Pacífico Ecuatorial Central y Oriental, reduciendo la temperatura de la superficie del mar en esta zona e impulsando el enfriamiento en otras regiones. Trenberth y Fasullo¹⁶ propusieron que alrededor del 30 % del calor producido por el desequilibrio energético de la Tierra ha sido absorbido por las profundidades oceánicas debido a cambios en los vientos superficiales del Pacífico y a un cambio de la fase negativa de la PDO. Kosaka y Xie²³ han documentado una fuerte asociación entre el enfriamiento del Pacífico Tropical Oriental y el reciente hiato observado en el calentamiento global. Utilizando modelos físicos del

clima,^{23,32,40} se evidenció que un cambio a la fase negativa de la PDO puede producir “pausas” en el calentamiento con una duración de una década, y que el enfriamiento en la parte Este del Océano Pacífico Ecuatorial puede producir una desaceleración en el calentamiento global similar al observado.

METODOLOGÍA

2.1. Conceptos básicos de series de tiempo

Una serie de tiempo, o serie temporal $\{X_t\}$, es una sucesión de n observaciones de la variable X medidas en diferentes momentos de tiempo y ordenadas conforme hayan sido realizadas, pudiéndose definir matemáticamente como: $\{X_t\} = \{X_1, X_2, X_3, \dots, X_n\}$, donde t representa el tiempo en que tuvo lugar la observación. Dependiendo del tipo de observaciones las series de tiempo pueden ser discretas o continuas.^{136,137} Las series temporales también se pueden clasificar como deterministas, estocásticas, o una combinación de ambas: si los valores futuros de una serie se pueden predecir a partir de observaciones pasadas, la serie se denomina determinista, si el futuro de la serie solo se puede determinar de forma parcial, se trata de una serie estocástica.¹³⁶ El objetivo principal del análisis de series de tiempo consiste en desarrollar modelos lógicos que sirvan para interpretar, pronosticar, y probar hipótesis sobre los procesos generadores de datos en la serie.

2.1.1. Componentes de una serie de tiempo

El primer paso para el análisis de una serie de tiempo consiste en graficarla, esto permite identificar visualmente algunas de sus características. Sin embargo, usualmente las gráficas no bastan para describir completamente las particularidades de una serie. El estudio descriptivo de series temporales se basa en encontrar componentes que correspondan, por

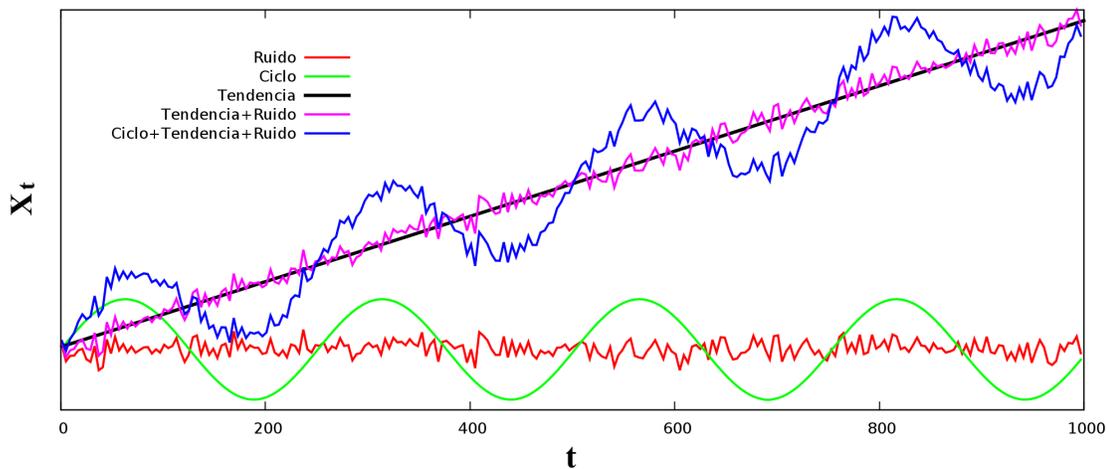


Figura 2.1: Componentes de una serie de tiempo.

ejemplo, a una tendencia de largo plazo o un comportamiento cíclico. En general, en una serie de tiempo se pueden considerar las siguientes componentes:^{136, 138}

- **Tendencia:** se define como un cambio de largo plazo que se produce con relación al nivel medio o variaciones en la media de la serie temporal. Si la tendencia en una serie es completamente predecible y no variable, se denomina determinista, de lo contrario, se trata de tendencia estocástica.
- **Variación cíclica (ciclo):** representa movimientos periódicos regulares alrededor del valor medio o tendencia de la serie de tiempo.
- **Variación estacional (estacionalidad):** está determinada por la periodicidad (semanal, mensual, anual) o variación en cierto período que presentan algunas series.
- **Variación irregular (ruido):** es el resultado de factores fortuitos o aleatorios que inciden de forma aislada en una serie de tiempo y que pueden o no presentar un comportamiento sistemático.

De este modo, la serie $\{X_t\}$ se puede definir de forma general como: $X_t = T_t + E_t + C_t + \varepsilon_t$, donde T_t representa la tendencia, E_t la componente estacional, C_t constituye la señal cíclica y ε_t la parte aleatoria (las tres primeras componentes pueden ser tanto deterministas como aleatorias). En la Figura 2.1 se muestra un ejemplo ilustrativo de la descomposición de una serie de tiempo en sus distintas componentes para un caso sencillo.

2.1.2. Clasificación de las series de tiempo según su proceso generador de datos

- **Estacionarias:** en este tipo de serie, todos los momentos de su distribución conjunta permanecen constantes en el tiempo. Este concepto es difícil de verificar en la práctica, por lo que usualmente se restringe a estacionariedad débil o de segundo orden. En este caso, para que una serie sea considerada estacionaria se requiere que solo sus primeros dos momentos (media y varianza) sean constantes en el tiempo. Esto se refleja gráficamente cuando los valores de la serie tienden a oscilar alrededor de una media constante y la variabilidad con respecto a esa media también permanece constante en el tiempo.
- **No Estacionarias:** son series en las cuales la tendencia y/o variabilidad cambian en el tiempo. Un ejemplo de no estacionariedad es cuando la serie presenta una tendencia a crecer o decrecer en el largo plazo, por lo que la serie no oscila alrededor de un valor constante.

2.1.3. Procesos Estocásticos

A una colección de variables aleatorias ordenadas y equidistantes en el tiempo se le denomina proceso estocástico (aleatorio).¹³⁸ Dos tipos de procesos estocásticos son de particular interés para el trabajo presentado en esta Tesis: los procesos de tendencia estacionarios y los de diferencia estacionarios (procesos integrados).

Se dice que un proceso estocástico es estacionario de segundo orden si su media y varianza son constantes en el tiempo, y el valor de la covarianza entre dos períodos depende solamente de la distancia o rezago entre estos dos períodos de tiempo y no del tiempo en el cual se ha calculado la covarianza. O sea, si la serie de tiempo X_t constituye un proceso estocástico estacionario de segundo orden, entonces tendrá:^{136,137}

$$\begin{aligned} \text{media: } E(X_t) &= E(X_{t+k}) = \mu , \\ \text{varianza: } V(X_t) &= V(X_{t+k}) = \sigma^2, \\ \text{covarianza: } \gamma_k &= E[(X_t - \mu)(X_{t+k} - \mu)] , \end{aligned}$$

donde γ_k es la covarianza en el rezago k (o sea, la covarianza entre los valores de X_t y X_{t+k} separados por k períodos de tiempo). Cuando la tendencia y/o la variabilidad de la serie cambia en el tiempo, estamos en presencia de un proceso estocástico no estacionario. En este caso los cambios en la media determinan una tendencia a crecer o decrecer en el largo plazo, por lo que la serie oscila alrededor de un valor contante.^{136,137}

Proceso puramente aleatorio o de ruido blanco (*white noise process*): no es más que una sucesión de valores aleatorios sin relación alguna entre ellos (no están serialmente correlacionados), oscilando en torno a cero dentro de un margen constante. Constituyen así un caso particular de proceso estocástico en el cual las variables aleatorias que lo forman no están correlacionadas, es decir, un ruido blanco es simplemente un proceso estocástico que cumple con las siguientes propiedades:

$$\begin{aligned} \text{media: } E(X_t) &= E(X_{t+k}) = 0, \\ \text{varianza: } V(X_t) &= V(X_{t+k}) = \sigma^2, \\ \text{covarianza: } \gamma_k &= E(X_t X_{t+k}) = \delta_{k0} \sigma^2, \end{aligned}$$

donde δ_{k0} es la delta de Kronecker, igual a cero si $k \neq 0$, e igual a 1 si $k = 0$.

Proceso Autorregresivo: es aquel en el que el valor de la variable para un tiempo t (X_t) se puede determinar mediante una combinación lineal de observaciones de la variable correspondiente a tiempos pasados ($X_{t-1}, X_{t-2}, X_{t-3}, \dots, X_{t-p}$) más un término de error. Los modelos autorregresivos se denotan como AR(p), donde p representa el orden del modelo (o sea, el número de observaciones retrasadas de la serie de tiempo estudiada que intervienen en la ecuación). Un modelo autorregresivo de orden p se puede expresar como:

$$X_t = \phi_0 + \phi_1 X_{t-1} + \phi_2 X_{t-2} + \dots + \phi_p X_{t-p} + \varepsilon_t, \quad (2.1)$$

o en términos del operador polinomial de retardos $\phi(L) = 1 - \phi_1 L - \phi_2 L^2 - \dots - \phi_p L^p$:

$$\phi(L)X_t = \varepsilon_t, \quad (2.2)$$

donde ε_t es un proceso de ruido blanco y $(\phi_1, \phi_2, \dots, \phi_p)$ son los parámetros del modelo autorregresivo.

Proceso de Medias Móviles: es aquel proceso en el que el valor de la variable en el tiempo t se puede determinar en función de un término independiente y una sucesión de errores correspondientes a tiempos precedentes. Se denotan con las siglas MA, seguidos del orden del proceso entre paréntesis. El modelo que presenta q términos de error se designa como MA(q), y se puede representar como:

$$X_t = \theta_0 - \theta_1 \varepsilon_{t-1} - \theta_2 \varepsilon_{t-2} - \dots - \theta_q \varepsilon_{t-q}, \quad (2.3)$$

o en términos del operador polinomial de retardos: $X_t = \theta(L)\varepsilon_t$, donde ε_t es un proceso de ruido blanco y $(\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_q)$ son los parámetros del modelo.

Antes de pasar a analizar de manera particular algunos de los principales procesos de interés, consideremos de modo general el siguiente modelo de regresión lineal para generar la serie de tiempo X_t :

$$X_t = \alpha + \beta t + \rho X_{t-1} + \varepsilon_t , \quad (2.4)$$

donde α , β y ρ son parámetros constantes, t es el tiempo medido cronológicamente, y ε_t es un término de error de ruido blanco $\sim N(0, \sigma^2)$. Mediante simple sustitución, se puede comprobar que la ecuación (2.4) se puede reescribir como:

$$X_t = \alpha \sum_{i=0}^{t-1} \rho^i + \beta t \sum_{i=0}^{t-1} \rho^i + \rho^t X_0 + \sum_{i=0}^{t-1} \rho^i \varepsilon_{t-i} , \quad (2.5)$$

donde X_0 representa el valor de X_t en el momento inicial ($t = 0$). Al ser ε_t un término de error de ruido blanco se cumple ($\forall i, j, k$) que $E(\varepsilon_k) = 0$ y $E(\varepsilon_i \varepsilon_j) = \delta_{ij} \sigma^2$. Entonces, el valor medio de X_t estará dado por:

$$E(X_t) = \alpha \sum_{i=0}^{t-1} \rho^i + \beta t \sum_{i=0}^{t-1} \rho^i + \rho^t X_0 , \quad (2.6)$$

y su varianza y covarianza serán respectivamente:

$$\begin{aligned} var(X_t) &= E \left[\left(X_t - E(X_t) \right)^2 \right] = E \left[\left(\sum_{i=0}^{t-1} \rho^i \varepsilon_{t-i} \right)^2 \right] , \\ var(X_t) &= \sigma^2 \sum_{i=0}^{t-1} \rho^{2i} , \end{aligned} \quad (2.7)$$

y

$$\begin{aligned} cov(X_t, X_{t+k}) &= E \left[\left(X_t - E(X_t) \right) \left(X_{t+k} - E(X_{t+k}) \right) \right] = E \left[\left(\sum_{i=0}^{t-1} \rho^i \varepsilon_{t-i} \right) \left(\sum_{i=0}^{t+k-1} \rho^i \varepsilon_{t+k-i} \right) \right] , \\ cov(X_t, X_{t+k}) &= \sigma^2 \sum_{i=0}^{t-1} \rho^{2i} . \end{aligned} \quad (2.8)$$

Partiendo de la ecuación (2.4), resulta de interés analizar los siguientes procesos particulares. En la Figura 2.2 se muestran un ejemplo ilustrativo de estos procesos:

■ **Proceso de raíz unitaria o caminata aleatoria:**

Si en la ecuación (2.4) $\alpha = \beta = 0$, y $\rho = 1$, se obtiene:

$$X_t = X_{t-1} + \varepsilon_t . \quad (2.9)$$

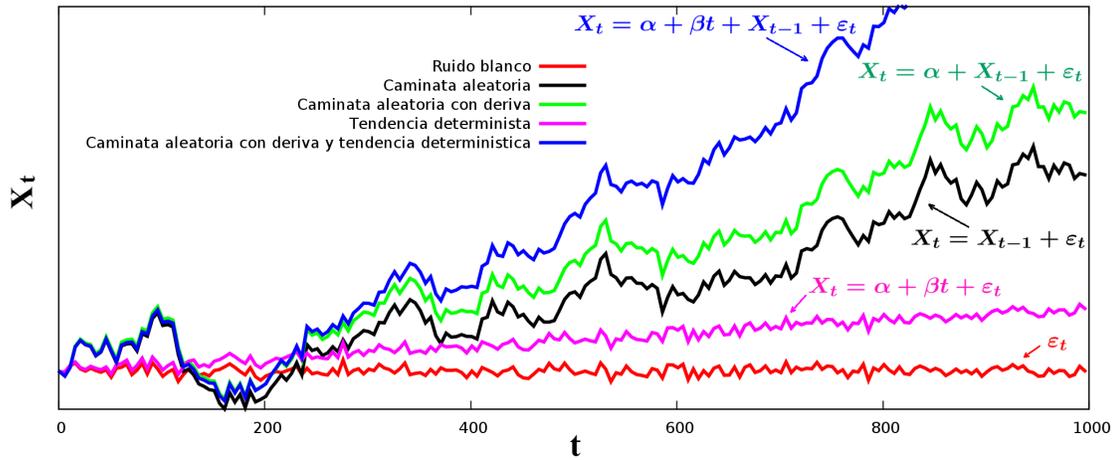


Figura 2.2: Procesos Estocásticos.

En este proceso el valor de X_t es igual a su valor en el tiempo $(t - 1)$ más un choque aleatorio, siendo por tanto un caso particular de un proceso autorregresivo de orden uno en el cual el valor del coeficiente de X_{t-1} en la ecuación. 2.1 es igual a uno. En este tipo de proceso el valor de la media es una constante y está determinado por el valor inicial de X_t : $E(X_t) = X_0$, que generalmente se toma como cero; su varianza y covarianza serán ambas $t\sigma^2$. Como tanto su varianza como su covarianza crecen con el tiempo, este proceso no satisface la condición de estacionariedad. Una característica interesante del proceso de raíz unitaria es la persistencia de los choques aleatorios (errores aleatorios). La serie X_t es la suma del valor inicial de X_t más la suma de choques aleatorios, como resultado, el efecto de un choque particular nunca desaparece, por lo que se dice que los procesos de caminata aleatoria tienen una memoria infinita.¹³⁶ Si se escribe la ecuación anterior como:

$$\Delta X_t = (X_t - X_{t-1}) = \varepsilon_t , \tag{2.10}$$

el proceso se convierte en estacionario: $E(\Delta X_t) = 0$, $var(\Delta X_t) = \sigma^2$; por lo tanto los procesos de caminata aleatoria sin deriva son procesos en diferencias estacionarios, es decir, requieren tomar una diferencia para ser estacionarios.

■ **Caminata aleatoria con deriva:**

Si en la ecuación (2.4) $\alpha \neq 0$, $\beta = 0$ y $\rho = 1$, se obtiene que:

$$X_t = \alpha + X_{t-1} + \varepsilon_t , \tag{2.11}$$

donde α representa el parámetro de deriva. En este caso la serie de tiempo X_t se desplaza hacia arriba o hacia abajo dependiendo del valor que tome α (positivo o

negativo). Este proceso también constituye un caso particular de proceso AR(1), con media $E(X_t) = X_0 + t\alpha$, varianza $var(X_t) = t\sigma^2$, y covarianza $\gamma_k = t\sigma^2$. Nótese que tanto la media, como la varianza y la covarianza aumentan con el tiempo, incumpliendo así la condición de estacionariedad. Si se reescribe la ecuación (2.11) como:

$$\Delta X_t = (X_t - X_{t-1}) = \alpha + \varepsilon_t, \quad (2.12)$$

se obtiene como resultado que ΔX_t presenta una tendencia determinista (positiva cuando $\alpha > 0$ y negativa si $\alpha < 0$).

■ **Tendencia determinista:**

Cuando $\alpha \neq 0$, $\beta \neq 0$ y $\rho = 0$ en la ecuación (2.4), se obtiene que:

$$X_t = \alpha + \beta t + \varepsilon_t. \quad (2.13)$$

En este caso la media de X_t es: $E(X_t) = \alpha + \beta t$, su varianza: $var(X_t) = \sigma^2$, y su covarianza: $\gamma_k = \sigma^2$; nótese que para este proceso solo el valor medio de X_t varía en el tiempo. Si los valores de α y β son conocidos *a priori*, el valor medio de la serie puede ser determinado en cada momento de tiempo y restarse a X_t , dando como resultado la serie estacionaria $Y_t = X_t - \alpha - \beta t = \varepsilon_t$, con media cero y varianza σ^2 . A este procedimiento para eliminar la tendencia (determinista) se le denomina *detrending*.¹³⁶ La ecuación (2.13) representa entonces un proceso en diferencias estacionario.

■ **Caminata aleatoria con deriva y tendencia determinista:**

Si en la ecuación (2.4) $\alpha \neq 0$, $\beta \neq 0$ y $\rho = 1$, se tiene que:

$$X_t = \alpha + \beta t + X_{t-1} + \varepsilon_t. \quad (2.14)$$

En este caso estamos en presencia de un proceso claramente no estacionario, con media $E(X_t) = \alpha t + \beta t^2 + X_0$, varianza $var(X_t) = t\sigma^2$, y covarianza $\gamma_k = t\sigma^2$. Tampoco se trata de un proceso en diferencias estacionario, pues en su primera diferencia ($\Delta X_t = \alpha + \beta t + \varepsilon_t$) todavía existirá una tendencia determinista. Para obtener un proceso estacionario en este caso, será necesario conocer los valores de los parámetros α y β , y construir una nueva serie (Y_t) realizando un *detrending* a su primera diferencia: $Y_t = X_t - X_{t-1} - \alpha - \beta t = \varepsilon_t$.

Procesos de Diferencia Estacionarios (Procesos Integrados): Como vimos anteriormente, un proceso de caminata aleatoria sin deriva no es un proceso estacionario, pero sí lo es su primera diferencia, siendo en este caso un proceso integrado de orden uno: I(1). En el caso de que a una serie de tiempo tenga que ser diferenciada dos veces para convertirla en estacionaria, será integrada de orden dos: I(2). En general, si una serie de tiempo no

estacionaria tiene que ser diferenciada n veces para hacerla estacionaria, se dice que esta serie es integrada de orden n : $X_t \sim I(n)$. Mientras que las series que son estacionarias, son series integradas de orden cero: $X_t \sim I(0)$.

Estacionariedad: La idea de que los valores pasados y futuros de una serie temporal sean similares estadísticamente (el valor medio de la serie es estable) se denomina estacionariedad. La estacionariedad débil o de covarianza implica que la función de autocovarianza media y la ecuación de la serie de datos sean fijas (el valor medio de la serie crece o disminuye).¹³⁹ La estacionariedad se puede determinar mediante la búsqueda de raíces unitarias en las series de tiempo, por ejemplo a través de las pruebas de Dickey-Fuller y su versión aumentada.

Cointegración: La cointegración implica que, a pesar de que alguna serie de tiempo pueda no ser estacionaria de forma individual, una combinación lineal de dos o más de ellas puede ser estacionaria. La cointegración de dos o más series de tiempo sugiere que hay una relación de equilibrio de largo plazo entre ellas.^{137, 138}

Análisis de regresión lineal: El análisis de regresión lineal se utiliza para estudiar la dependencia de una variable (dependiente) respecto de una o más variables (independientes) con el objetivo de estimar o predecir la media o valor promedio poblacional de la primera en función de los valores conocidos de las segundas. El análisis de regresión basado en datos de series temporales supone implícitamente que las series temporales fundamentales son estacionarias.^{136, 138} En caso contrario, se puede presentar el fenómeno de regresión espuria en el cual los coeficientes de regresión no representan relaciones reales entre las variables dependiente e independientes.

2.2. Pruebas estándar de raíz unitaria

Las pruebas de raíz unitaria son muy comunes para identificar el tipo de proceso generador de datos y determinar cómo se debe realizar la subsecuente modelación de la serie de tiempo. Se dice que una serie de tiempo presenta al menos una raíz unitaria, cuando no es estacionaria en media y varianza, o lo que es lo mismo, cuando no es integrada de orden cero. Una estrategia recomendable para investigar la existencia de raíces unitarias es iniciar con la especificación más general del componente determinístico (constante y tendencia) y después probar con especificaciones más restringidas en dicho componente.¹³⁷ En el caso de encontrar una o más raíces unitarias, es posible obtener una serie estacionaria mediante transformaciones a la serie original (diferenciación). El número de diferencias que es necesario aplicar a la serie depende del número de raíces unitarias que presente la misma.

De modo general, un proceso autorregresivo de orden uno se puede definir como:

$$X_t = \rho X_{t-1} + \varepsilon_t , \quad (2.15)$$

donde ε_t es un término de error de ruido blanco con media cero y varianza σ^2 . Si $\rho = 1$, como ya discutimos con anterioridad, estamos en presencia de un proceso de caminata aleatoria sin deriva. Si el valor absoluto de ρ es menor que 1, se puede demostrar a partir de las ecuaciones (2.6), (2.7) y (2.8) (tomando $\alpha = \beta = 0$), que cuando $t \rightarrow \infty$ el valor medio de la serie $E(X_t) \rightarrow 0$, su varianza $var(X_t) \rightarrow \sigma^2/(1 - \rho^2)$, y su covarianza $cov(X_t, X_{t+k}) \rightarrow \sigma^2/(1 - \rho^2)$. De este modo, para valores de t suficientemente grandes X_t se comportará como una serie estacionaria. Restando X_{t-1} a ambos miembros, la ecuación (2.15) puede ser reescrita de un modo más conveniente:

$$\Delta X_t = \delta X_{t-1} + \varepsilon_t , \quad (2.16)$$

donde $\delta = (\rho - 1)$ y Δ es el operador de primeras diferencias ($\Delta X_t = X_t - X_{t-1}$). De la ecuación (2.16) se obtiene la hipótesis nula $H_0 : \delta = 0$. Si $\delta = 0$, entonces $\rho = 1$ y estamos en presencia de una raíz unitaria, lo que significa que la serie temporal considerada no es estacionaria. Cuando $\delta = 0$, la ecuación (2.16) se convierte en:

$$\Delta X_t = (X_t - X_{t-1}) = \varepsilon_t . \quad (2.17)$$

Como ε_t es un término de error de ruido blanco las primeras diferencias de una serie de tiempo de caminata aleatoria son estacionarias. Para determinar si el coeficiente δ en la ecuación (2.16) es cero o no, la alternativa adecuada es emplear pruebas de raíz unitaria básicas, como la de Dickey-Fuller y su versión aumentada.¹³⁶

2.2.1. Pruebas de Dickey-Fuller

La implementación de la prueba de Dickey-Fuller (DF), requiere conocer la especificación del componente determinístico en la serie de tiempo. Este puede incluir términos constantes y tendencias lineales o cuadráticas. Teniendo en cuenta estas posibilidades la prueba de DF se estima en tres formas diferentes, es decir, bajo tres hipótesis nulas distintas:

(i) X_t es una caminata aleatoria:

$$\Delta X_t = \delta X_{t-1} + \varepsilon_t , \quad (2.16)$$

(ii) X_t es una caminata aleatoria con deriva:

$$\Delta X_t = \beta_1 + \delta X_{t-1} + \varepsilon_t , \quad (2.18)$$

(iii) X_t es una caminata aleatoria con deriva con tendencia determinista:

$$\Delta X_t = \beta_1 + \beta_2 t + \delta X_{t-1} + \varepsilon_t . \quad (2.19)$$

En cada caso, la hipótesis nula es $H_0 : \delta = 0$, es decir, hay una raíz unitaria y la serie temporal es diferencia estacionaria; mientras que la hipótesis alternativa es $H_1 : \delta < 0$, o sea, la serie X_t es estacionaria. Cuando la hipótesis nula es rechazada, X_t es una serie temporal estacionaria con media cero para el primer caso, mientras que para el segundo caso X_t es estacionaria con media distinta de cero, por último, para es una caminata aleatoria con deriva con tendencia determinista X_t es estacionaria alrededor de la tendencia determinista. En esta prueba, se supone que el término de error ε_t no está correlacionado. Para el caso de que ε_t esté correlacionado, se utiliza la prueba de Dickey-Fuller Aumentada (DFA),^{140,141} siendo la prueba de raíz unitaria con mayor aplicación hasta la fecha.

La prueba de DFA se lleva a cabo agregando a las tres ecuaciones de la prueba de DF (2.16, 2.18 y 2.19) valores rezagados de la variable dependiente X_t . Por ejemplo, para el caso particular de la ecuación (2.19), la prueba DFA consiste en estimar la siguiente regresión:

$$\Delta X_t = \beta_1 + \beta_2 t + \delta X_{t-1} + \sum_{i=1}^k \alpha_i \Delta X_{t-1} + \varepsilon_t . \quad (2.20)$$

2.2.2. Prueba de Kwiatkowski-Phillips-Schmidt-Shin

La prueba de estacionaridad desarrollada por Kwiatkowski-Phillips-Schmidt-Shin¹⁴² (KPSS) se basa en probar la hipótesis nula de estacionariedad frente a la alternativa de una raíz unitaria. Siendo la serie X_t ($t = 1, 2, \dots, T$) la que se desea probar si es estacionaria, y suponiendo que dicha serie se puede descomponer en la suma de una tendencia determinista (ξt), una caminata aleatoria (r_t) y un error estacionario (ε_t):

$$X_t = \xi t + r_t + \varepsilon_t , \quad (2.21)$$

donde: $r_t = r_{t-1} + u_t$, $u_t \sim (i.i.d.) (0, \sigma_u^2)$, la hipótesis nula de estacionariedad sería $H_0: \sigma_u^2 = 0$, ó $r_t = \text{cte}$.

2.2.3. Prueba de Elliott-Rothenberg-Stock

Otra prueba desarrollada con el objetivo de probar la hipótesis nula de existencia de una raíz unitaria en la serie (frente la alternativa de tendencia estacionaria) es la prueba de Elliott-Rothenberg-Stock¹⁴³ (ERS). A partir del modelo autorregresivo definido en la ecuación

ción (2.20), y suponiendo que los datos $\{X_1, \dots, X_t\}$ fueron generados como:

$$X_t = d_t + u_t, \quad (2.22)$$

donde d_t es una componente determinista, $u_t = \alpha u_{t-1} + v_t$ ($t = 1, \dots, T$), y v_t es un proceso estacionario con media cero. Esta prueba difiere de la propuesta por Dickey-Fuller en que se aplica una semi-diferenciación a los datos para alcanzar mayor eficiencia en la estimación de los parámetros y obtener así una prueba con mayor potencia. La hipótesis nula en esta prueba es $H_0 : \alpha = 1$, lo que implica que X_t es integrada en orden uno, *versus* la hipótesis alternativa $H_1 : |\alpha| < 1$, lo que implica que la serie X_t es integrada de orden cero.

2.3. Prueba de Perron-Yabu para detectar cambios estructurales en la función de tendencia

La presencia de cambios estructurales en la función de tendencia de una serie de tiempo puede tener considerables implicaciones al investigar las propiedades de dicha serie mediante pruebas de raíz unitaria. Este es un problema circular, ya que la mayoría de las pruebas para detectar cambios estructurales requieren identificar correctamente si el proceso generador de datos es estacionario o integrado, y las pruebas de raíces unitarias requieren determinar si existen cambios estructurales en la función de tendencia. Las distribuciones límite de estas pruebas serán diferentes en cada caso y este problema puede llevar a una incorrecta identificación del proceso generador de datos.¹⁴⁴ Uno de los primeros estudios encaminados a encontrar una solución a este problema fue desarrollado por Perron y Yabu.^{144, 145}

La prueba de Perron-Yabu¹⁴⁶ para detectar cambios estructurales en la función de tendencia se basa en los resultados previos obtenidos por estos autores,¹⁴⁷ donde analizan el problema de la prueba de hipótesis sobre el coeficiente de la pendiente de un modelo con tendencia lineal cuando no hay información sobre el componente de ruido y se desconoce *a priori* si la serie es un proceso de tendencia estacionario o contiene una raíz unitaria autorregresiva. A continuación se presenta una de las posibles especificaciones de la prueba y el lector es referido al artículo original¹⁴⁶ para una descripción más completa. En el caso de un cambio estructural en la pendiente de la función de tendencia, con un componente de ruido autorregresivo de orden uno, el proceso generador de datos se puede representar como:

$$y_t = \mu_0 + \beta_0 t + \beta_1 DT_t + u_t, \quad (2.23)$$

donde $u_t = \alpha u_{t-1} + e_t$ ($t = 1, \dots, T$), $e_t \sim i.i.d. (0, \sigma^2)$, $DT_t = (t - T_B)$ si $t > T_B$ y cero en caso contrario. La hipótesis de interés es: $\beta_1 = 0$. La fecha de ruptura se denota

como $T_B = [\lambda T]$, $\lambda \in (0, 1)$, donde $[\cdot]$ denota el entero más grande que es menor o igual al argumento. Dicha fecha se estima minimizando la suma de los errores al cuadrado para cada regresión estimable dentro del período de muestra. Típicamente se recorta entre 5 % y 15 % al inicio y fin de la muestra para realizar la prueba. El coeficiente autorregresivo es tal que $-1 < \alpha \leq 1$, por lo que se permiten tanto errores integrados o como estacionarios.

2.4. Prueba de raíz unitaria con un solo quiebre en la función de tendencia (prueba Kim-Perron)

De acuerdo con Perron,¹⁴⁴ la suma de los coeficientes autorregresivos en una serie temporal está altamente sesgada hacia la unidad si existe un cambio en la función de tendencia. En este caso, la hipótesis nula de existencia de una raíz unitaria será difícilmente rechazada, incluso si el componente aleatorio de la serie está compuesto por perturbaciones de ruido blanco. Se han desarrollado diversas pruebas de raíz unitaria que permiten la inclusión de cambios estructurales en la función de tendencia. Sin embargo, la mayor parte de las pruebas de raíz unitaria en las que se permite la existencia de un cambio estructural (que ocurre en una fecha desconocida) presentan el problema de que la hipótesis nula y la alternativa no solo difieren en la existencia de una raíz unitaria, sino que el cambio estructural solo se permite bajo la hipótesis alternativa de un componente de ruido estacionario. Como consecuencia es posible que ocurra un rechazo cuando el ruido es integrado de orden uno, y existe un cambio grande en la pendiente de la función de tendencia. Un método que evita este tipo de problema fue propuesto por Kim y Perron.¹⁴⁸ Su procedimiento se basa en utilizar la prueba de Perron-Yabu como una prueba auxiliar previa para analizar la existencia de un cambio en la función de tendencia. Se ha mostrado que este procedimiento logra que la prueba de raíz unitaria tenga una mayor potencia.

La prueba de Kim-Perron se basa en una versión modificada de la prueba DFA, en la cual se permite un quiebre en la función de tendencia de una serie de tiempo univariada. La prueba considera tres modelos diferentes, dependiendo de los posibles cambios estructurales: el modelo de “choque” (que permite un cambio exógeno en el nivel de la serie), el modelo de “cambio en la tasa de crecimiento” (que admite un cambio exógeno en la tasa de crecimiento), y el tercer modelo (que permite ambos cambios). Para esta prueba las fechas de quiebres se tratan como exógenas en el sentido de “análisis de intervención”,¹⁴⁹ que separa lo que puede y no puede ser explicado por el ruido en una serie de tiempo.

Para el estudio de las series de temperatura y contenido de calor oceánico, objeto de análisis en nuestro trabajo, se juzga que el modelo más adecuado es el de “cambio de la tasa de crecimiento”. Dicho modelo ha sido comúnmente utilizado en la literatura para describir el calentamiento observado en series de temperatura,^{3,61,87} y será brevemente descrito a

continuación. La hipótesis nula es:

$$H_0: y_t = \mu_1 + y_{t-1} + (\mu_2 - \mu_1) DU_t + e_t , \quad (2.24)$$

donde $DU_t = 1$ si $t > T_B$ o cero en caso contrario, T_B es la fecha de quiebre y e_t es un proceso estacionario. La hipótesis alternativa es:

$$H_1: y_t = \mu_1 + \beta_1 t + \gamma DT_t + e_t , \quad (2.25)$$

donde $\gamma = \beta_2 - \beta_1$, $DT_t = t - T_B$ si $t > T_B$, o cero en el caso contrario. El modelo de “cambio en la tasa de crecimiento” adopta un enfoque “aditivo”, en el que se supone que el cambio ocurre rápidamente, la estrategia consiste en eliminar primero la tendencia de la serie a través de la regresión:

$$y_t = \mu + \beta_1 t + \gamma DT_t + \tilde{y}_t , \quad (2.26)$$

donde \tilde{y}_t representa la serie sin tendencia. Entonces se estima una regresión de DFA sobre los residuos \tilde{y}_t de la siguiente manera:

$$\tilde{y}_t = \alpha \tilde{y}_{t-1} + \sum_{i=1}^k a_i \Delta \tilde{y}_{t-1} + e_t , \quad (2.27)$$

donde los k valores retardados $\Delta \tilde{y}_{t-1}$ se agregan como una corrección paramétrica para la autocorrelación. En la prueba original desarrollada por Perron¹⁴⁴ se supone que el quiebre ocurre en una fecha conocida, luego esta prueba se generalizó para el caso donde la fecha de ruptura no se conoce. Para ello se se propuso la determinación del punto de ruptura endógeno a partir de los datos. La fecha de interrupción se propuso originalmente para ser estimada por: 1) minimizar el estadístico t para probar $\alpha = 1$; 2) minimizar/maximizar el estadístico t del parámetro asociado con γ en la regresión (2.26) ó, 3) maximizar el valor absoluto del estadístico t de γ en la regresión (2.26). La prueba de raíz unitaria resultante es entonces el estadístico t para probar que $\alpha = 1$ en la regresión (2.27) estimado mediante el método de mínimos cuadrados ordinarios. Los valores críticos de esta prueba se encuentran tabulados en la Ref. [150]. Para una descripción más detallada ver la Ref. [148].

2.5. Prueba de Cotendencia de Bierens para identificar tendencias comunes

Basado en el supuesto de que las componentes de una serie de tiempo son estacionarias alrededor de una tendencia determinista no lineal, la prueba no paramétrica de cotendencia

de Bierens¹⁵¹ consiste en encontrar una o más combinaciones lineales en las series temporales que sean estacionarias alrededor de una tendencia lineal o constante. Si dicha combinación existe y es única, las series comparten una misma tendencia determinista no lineal común. El modelo de tendencia-estacionario considerado por Bierens se puede expresar de la siguiente manera:

$$z_t = g(t) + u_t , \quad (2.28)$$

donde z_t representa una serie de tiempo de k -variables y $g(t) = \beta_0 + \beta_1 t + f(t)$, siendo $f(t)$ una función de tendencia no lineal que permite cambios estructurales, u_t es un proceso estacionario de k -variables con media cero. Se dice que existe una cotendencia no lineal común entre las series implicadas cuando hay un vector distinto de cero θ tal que: $\theta' f(t) = 0$. La hipótesis nula de la prueba de Bierens es que hay r vectores de cotendencia y la hipótesis alternativa es que hay $(r - 1)$ vectores. La existencia un vector r de cotendencia en un conjunto de $r + 1$ series indica la presencia de r combinaciones lineales de las series que son estacionarias alrededor de una tendencia lineal o constante. Esto quiere decir que las series comparten una única tendencia determinista no lineal común. Este resultado sugiere un fuerte movimiento secular común en las series. Los valores críticos de esta prueba han sido tabulados por Bierens.¹⁵¹

2.6. Descripción de los datos utilizados

El área de estudio corresponde a los océanos Global (G), Atlántico (A), Índico (I) y Pacífico (P), tanto el hemisferio norte (HN) como el hemisferio sur (HS). Los promedios de las series de temperatura y contenido de calor en estas cuencas se presentan con una frecuencia mensual, y cubren el período comprendido entre 1955 y 2016 en las profundidades de 0–700 m y de 0–2000 m. Además, en el caso de la temperatura se cuenta con datos en la profundidad de 0–100 m. Los datos fueron tomados del sitio *Web*^{*} de la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). Los datos de forzamiento radiativo total (TRF) utilizados, fueron tomados de la página *Web*^{**} de la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*). En lo adelante, para referirnos a una serie de temperatura (T) específica usaremos la siguiente nomenclatura: TX_{yyy–ZZ}, donde X representa el Océano (G, A, I, P), yyy la profundidad (de cero a yyy metros) y ZZ representa el Hemisferio (HN, HS). Análogamente, para referirnos específicamente a una serie de contenido de calor (CC) usaremos la nomenclatura: CCX_{yyy–ZZ}.

^{*} Los datos de las series de tiempo de temperatura utilizadas, se pueden consultar en el siguiente [enlace](#). En el caso del contenido de calor, los datos analizados se pueden consultar en el siguiente [enlace](#) (Fecha de última consulta para ambos enlaces: 16 de noviembre de 2017).

^{**} <https://data.giss.nasa.gov/modelforce/> (Fecha de última consulta: 16 de noviembre de 2017).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Propiedades de las series de tiempo de la temperatura y el contenido de calor oceánico

El océano influye de forma significativa en la distribución de lluvias, sequías e inundaciones, así como en el clima regional y en el desarrollo de tormentas, huracanes y tifones. Por lo tanto, resulta de especial interés el estudio de sus interacciones con la atmósfera (especialmente el transporte de flujos de agua y calor a través de su superficie) y de su influencia sobre el tiempo atmosférico y los patrones climáticos. La radiación solar que llega al océano calienta el agua en su superficie, la cual se mueve constantemente impulsada por factores como el viento, las olas, las corrientes marinas y la circulación oceánica, mezclando esta primera capa con las de mayor profundidad de manera que el calor también se trasfiere en dirección vertical.¹⁵² El agua en movimiento en los océanos transporta calor alrededor de todo el planeta, lo cual (combinado con las oscilaciones climáticas) juega un importante papel en la distribución de energía del planeta y por lo tanto sobre el clima.

Las Figuras 3.1 y 3.2 muestran respectivamente la evolución de la temperatura y el contenido de calor en los últimos 61 años en los Océanos Atlántico, Índico, Pacífico, y su promedio Global, así como sus contribuciones hemisféricas.

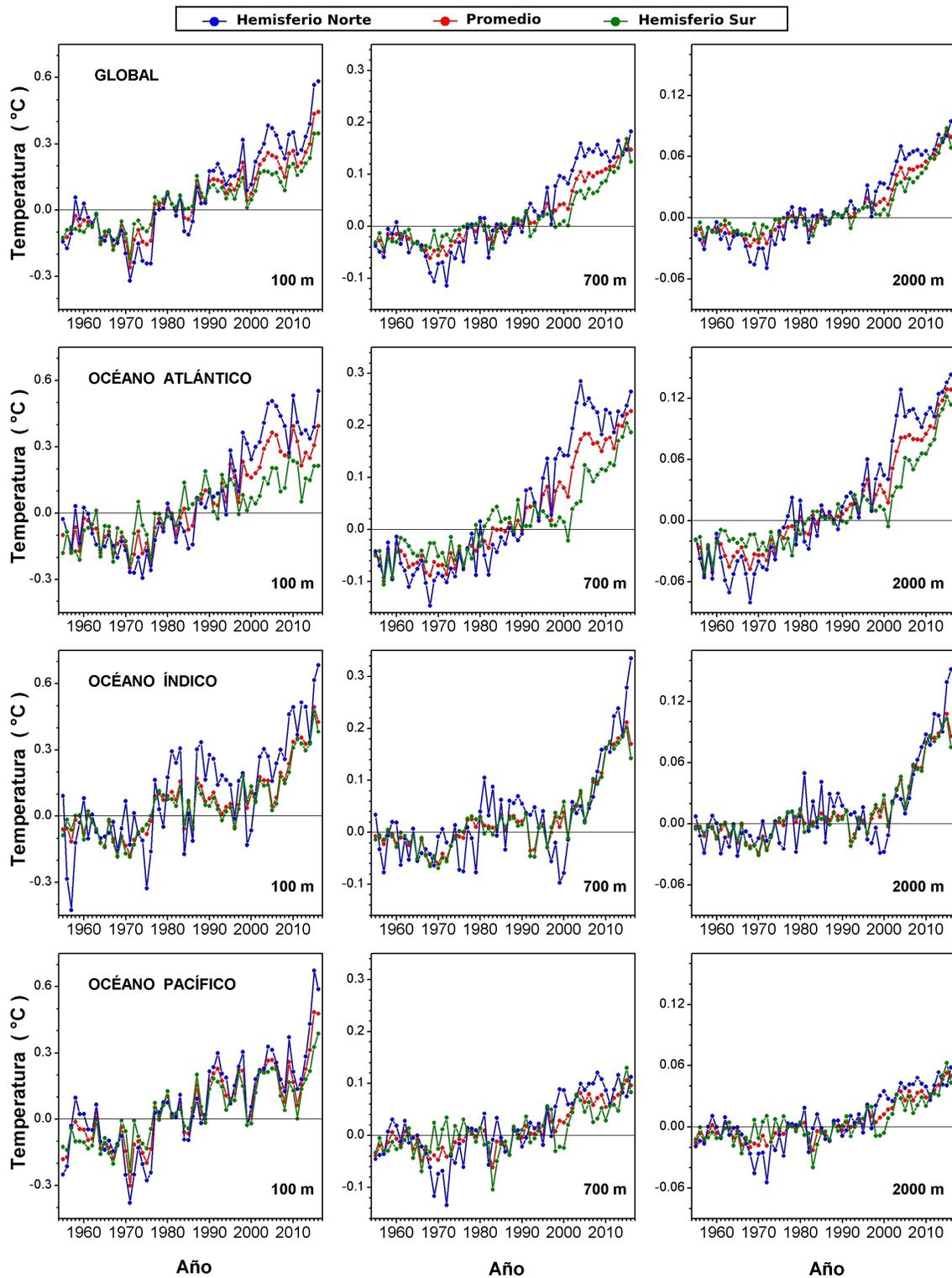


Figura 3.1: Temperatura media anual (rojo) desde 1955 hasta el 2016, del Océano Global (primera fila), Atlántico (segunda fila), Índico (tercera fila) y Pacífico (cuarta fila) a diferentes profundidades: de 0–100 m (izquierda), de 0–700 m (centro) y de 0–2000 m (derecha). La contribuciones correspondientes al hemisferio norte (azul) y al hemisferio sur (verde) también aparecen representadas.

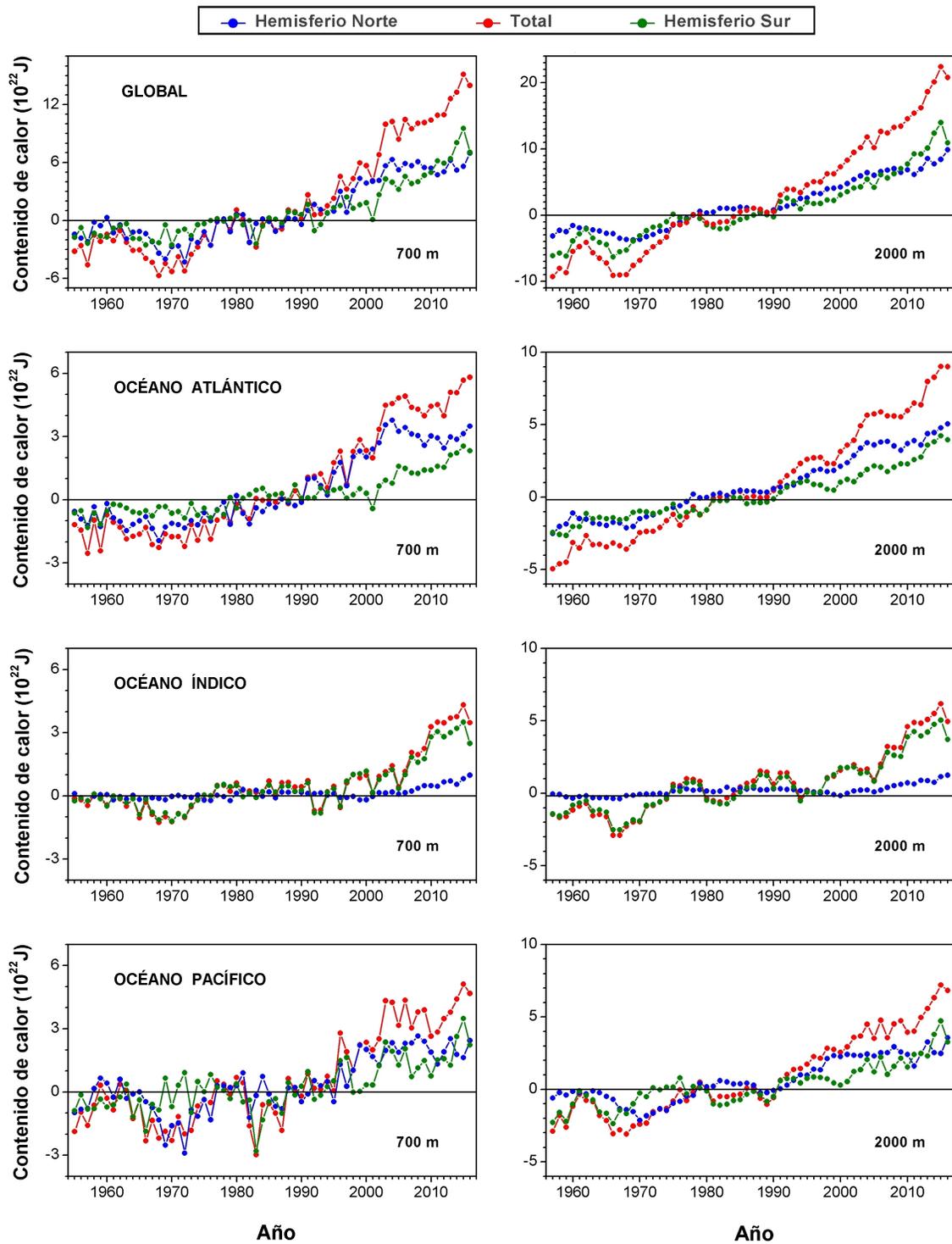


Figura 3.2: Contenido de calor promedio anual (rojo) desde 1955 hasta el 2016 del Océano Global (primera fila), Atlántico (segunda fila), Índico (tercera fila) y Pacífico (cuarta fila), a diferentes profundidades: de 0–700 m (izquierda) y de 0–2000 m (derecha). La contribuciones correspondientes al hemisferio norte (azul) y al hemisferio sur (verde) también aparecen representadas.

A partir de los años '70, en la profundidad de 0–100 m (ver Figura 3.1, columna izquierda) se evidencia un aumento en la pendiente de la temperatura en todas las cuencas oceánicas analizadas, siendo esta (al menos en parte) una respuesta al incremento del forzamiento radiativo de origen antropogénico en las últimas décadas.^{153,154} Las gráficas muestran cómo los océanos comienzan a responder a este fenómeno con un aumento considerable de la temperatura en su capa más cercana a la superficie. Este aumento en la temperatura superficial del océano resulta similar al observado por *Gayet et al.*³ en el año 2009, al estudiar la temperatura media de la superficie terrestre (tanto global como hemisférica). Sobre estas tendencias a largo plazo también influye la presencia de la propia variabilidad climática, representada por las circulaciones oceánicas y atmosféricas. Algunas de las oscilaciones climáticas con mayor influencia a escala regional y global son la PDO, la AMO y el ENSO. Estos modos de variabilidad pueden enmascarar la tendencia de la temperatura a corto y mediano plazo, pudiendo explicar, en parte, las diferencias en cuanto a las tendencias observadas en la temperatura y el contenido de calor (ver, por ejemplo, la referencia [61]). En la Figura 3.1 se observa además que existe claramente una mayor variabilidad de la temperatura oceánica en el hemisferio norte, determinada por la asimetría hemisférica en la proporción de superficie continente/océano.¹²⁸ En cuanto al contenido de calor (ver Figura 3.2) se aprecia una mayor contribución de la componente sur, debido a que es la que mayor volumen de agua ocupa, con la excepción del Océano Atlántico.

Los paneles derecho y central en la Figura 3.1 sugieren que a medida que aumenta la profundidad, el incremento en la tasa de aumento de la temperatura se evidencia con unos años de retraso, con respecto a la capa de 0–100 m. La inspección visual de las series sugiere que en la profundidad de 0–700 m el aumento en la tasa de calentamiento en los océanos Índico y Pacífico se inicia a finales de los '80, mientras que en la profundidad de 0–2000 m dicha aceleración en el calentamiento ocurre cerca de los años '90. Estas diferencias son coherentes con los resultados reportados en la literatura, donde se argumenta que este comportamiento está relacionado a la gran capacidad térmica de los océanos.¹⁵² La Figura 3.2 muestra que, en general, el contenido de calor oceánico tiene un comportamiento similar: a mayor profundidad el incremento en la pendiente se presenta con mayor retraso. Como se mencionó en capítulos anteriores, una de las hipótesis centrales para explicar la “pausa” en el calentamiento global, es que el reciente relentizamiento en la temperatura media superficial del planeta se debe a que parte del calentamiento esperado se está acumulando en las profundidades oceánicas. Este análisis a simple vista motiva la realización de un estudio más profundo a través de métodos econométricos para analizar las tendencias observadas en las series de temperaturas y de contenido de calor en los océanos. Dicho análisis permitirá explorar las posibles razones de la actual desaceleración de la tendencia de crecimiento de la GMST y su relación con el aumento del forzamiento radiativo, así como la respuesta de los océanos ante este desajuste en el balance energético de la Tierra.

3.2. Pruebas estándar de raíz unitaria

El primer paso para investigar las propiedades de las series de tiempo de temperatura y contenido de calor consiste en aplicar las pruebas estándar de raíz unitaria. En nuestro caso las pruebas consideradas son la Dickey-Fuller Aumentada, la de Kwiatkowski-Phillips-Schmidt-Shin y de la Elliott-Rothenberg- Stock. En este trabajo se considera que una serie se comporta como un proceso de raíz unitaria (RU) o de tendencia estacionaria (TE) si al menos dos de las pruebas anteriores aportan evidencias en el mismo sentido. En el Anexo 1, se muestran los resultados obtenidos al aplicar las pruebas estándar de raíz unitaria a las series de temperatura y contenido de calor de los Océanos Atlántico, Índico, Pacífico, su promedio Global, y sus respectivos hemisferios (Tablas 3.9, 3.10, 3.11 y 3.12).

En el análisis de la temperatura, las pruebas estándar de raíz unitaria concluyen que en el hemisferio sur de todas las cuencas oceánicas estudiadas las series se representan mejor como procesos de TE (presentan una tendencia determinista) en los primeros 100 m de profundidad. Por el contrario, cuando el análisis se realiza a mayores profundidades los resultados de las pruebas tienden a sugerir que las series se comportan como procesos de RU. Esto se debe a que el océano profundo tiene una mayor capacidad térmica y tiempos de respuesta mayores.¹⁵³ De esta forma, la suma de los coeficientes autorregresivos en este caso tiende a ser más cercanos a uno que en mediciones superficiales y por lo tanto es más difícil rechazar la hipótesis de raíz unitaria.

Los resultados obtenidos indican que en su mayoría, las series de tiempo de temperatura y contenido de calor son mejor representadas como procesos de RU, es decir, contienen una tendencia estocástica. Sin embargo, este resultado puede ser causado por ignorar la existencia de cambios estructurales en la función de tendencia de las series. Si estos cambios no se tienen en cuenta en este tipo de pruebas, los resultados no son confiables y pueden sugerir erróneamente la presencia de un proceso de RU. En estos casos es recomendable emplear pruebas como la de Perron-Yabu, que permite evaluar la existencia de un quiebre en la función de tendencia en el proceso generador de datos.

3.3. Pruebas para detectar cambios estructurales en la función de tendencia

En esta sección se muestran los resultados de aplicar el procedimiento de Perron-Yabu¹⁴⁶ para probar la existencia de un cambio estructural en la función de tendencia en las series de temperatura y contenido de calor de los océanos Global, Atlántico, Índico, Pacífico y sus respectivos hemisferios.

Tabla 3.1: Pruebas de Perron-Yabu y de Kim-Perron para las series de temperatura y contenido de calor. Océano Global y sus hemisferios.

Series	T_B	k	W	μ	β	γ	$\beta + \gamma$	$t_\alpha(\hat{\lambda}_{tr}^{AO})$	Conc.
TG ₁₀₀	1971	0	0.49	-0.071	-0.003	0.013	0.010	-3.90 ^b	TE
TG _{100-HN}	1972	0	0.07	-0.036	-0.008	0.022	0.014	-4.02 ^b	TE
TG _{100-HS}	1967	0	0.32	-0.140	0.006	0.053	0.059	-4.81 ^a	TE
TG ₇₀₀	1992	0	0.26	-0.043	0.001	0.005	0.006	-3.56 ^c	TE
TG _{700-HN}	1972	0	12.02 ^a	-0.017	-0.003	0.009	0.006	-4.48 ^b	TE
TG _{700-HS}	2000	0	34.12 ^a	-0.035	0.001	0.007	0.008	-6.01 ^a	TE
TG ₂₀₀₀	1995	0	0.68	-0.020	0.001	0.003	0.004	-3.29	RU
TG _{2000-HN}	1971	2	7.38 ^a	-0.013	-0.001	0.004	0.003	-4.06 ^b	TE
TG _{2000-HS}	2000	0	77.62 ^a	-0.015	0.000	0.004	0.004	-6.47 ^a	TE
CCG ₇₀₀	1987	0	0.19	-3.681	0.084	0.443	0.527	-3.16	RU
CCG _{700-HN}	1972	0	7.45 ^a	-0.641	-0.126	0.344	0.218	-4.16 ^b	TE
CCG _{700-HS}	1999	0	25.28 ^a	-2.072	0.073	0.335	0.408	-5.73 ^a	TE
CCG ₂₀₀₀	1996	0	0.52	-6.117	-0.190	0.719	0.529	-2.97	RU
CCG _{2000-HN}	1969	0	0.72	-1.625	-0.141	0.389	0.248	-3.20	RU
CCG _{2000-HS}	2003	0	-0.04	-5.697	0.183	0.413	0.596	-4.30 ^a	TE

El modelo de regresión lineal está definido por la ecuación 3.1, donde T_B representa el momento del quiebre, k son los números de rezagos y γ es el cambio de la pendiente. Los coeficientes a , b y c denotan significación estadística al 1, 5 y 10% respectivamente. Los valores críticos fueron tomados para W de la prueba de Perron-Yabu¹⁴⁶ y para $t_\alpha(\hat{\lambda}_{tr}^{AO})$ de la referencia 150(Tabla I, pág. 249).

Como se menciona en la sección de Metodología (ver Capítulo 2), esta prueba es válida tanto en los casos en que el componente de ruido es integrado de orden uno: $I(1)$, o estacionario: $I(0)$. De esta forma, se evita el problema circular de requerir conocer el proceso generador de datos para poder probar la existencia de cambios estructurales y viceversa: en la mayoría de las pruebas de cambios estructurales es necesario saber si la serie es estacionaria o integrada, lo que a su vez implica conocer si existen cambios estructurales.

Océano Global y sus hemisferios

Los resultados de aplicar la prueba de Perron-Yabu a las series de temperatura y contenido de calor del Océano Global y sus correspondientes hemisferios se presentan en la Tabla 3.1, donde se puede observar que existen diferencias importantes entre el hemisferio norte y sur en cuanto a las fechas de quiebre en la pendiente de su función de tendencia. En general, el cambio estructural ocurre en el hemisferio norte a principios de la década de 1970, mientras que en el caso del hemisferio sur la fecha de quiebre es cercana al año 2000. Las series

globales son, por construcción, una combinación de las series hemisféricas y, por lo tanto, también de sus cambios estructurales. De esta forma, las grandes diferencias en las fechas de quiebre entre hemisferios contribuyen a que la detección de estos cambios pueda ser más difícil en las series globales. Esto se refleja en el hecho de que el valor del estadístico W es típicamente no significativo para las series globales a cualquier profundidad.

Comparando los resultados por profundidades surgen patrones claros en las características de las tendencias observadas. En el caso de las series de temperatura, en las fechas en las que ocurre el cambio estructural en las capas más profundas analizadas (0–700 m y 0–2000 m) se aprecia un rezago de entre dos y tres décadas con respecto a la capa superficial (0–100 m). La excepción es el hemisferio norte, en el cual las fechas de quiebre son muy similares en todas las profundidades. Cabe mencionar que en el caso de la temperatura global los cambios estructurales no son estadísticamente significativos para la capa 0–100 m (y en ninguno de sus hemisferios) y tampoco para las profundidades de 0–700 m y 0–2000 m. Sin embargo, esta falta de significación estadística puede ser causada por la gran variabilidad mostrada por las series. Un patrón similar se observa en las fechas de quiebre en las series de contenido de calor, en las que se tiene un rezago de alrededor de una década entre la capa de 0–100 m y la profundidad de 0–700 m. La excepción es otra vez el hemisferio norte. Al igual que antes, se subraya que los cambios estructurales no son estadísticamente significativos en muchos casos (ninguna de las series de 0–2000 m de profundidad, ni para la global de 0–700 m), pero que se juzga importante reportarlos. Las diferencias en cuanto a las fechas de quiebre en el hemisferio norte podría estar relacionada con una mayor influencia de oscilaciones de baja frecuencia (como la AMO) que pueden distorsionar las características de las tendencias.¹²⁹

Comparando los valores de las pendientes de las tendencias pre y post-quiebre se puede observar también características interesantes del calentamiento observado. En el caso de la temperatura global, antes de la ocurrencia del cambio estructural la capa superficial presenta una tendencia (negativa) al enfriamiento, mientras que las capas más profundas muestran una tendencia positiva. Después del cambio estructural, las distintas capas ven un aumento importante en la pendiente de su tendencia, el cual revierte el enfriamiento o acelera considerablemente el calentamiento: en el caso de la temperatura global en sus distintas profundidades, el aumento en la pendiente es cerca de 4.5 veces la tendencia previa; en el caso del hemisferio norte se presenta un incremento de alrededor de 3 veces la tendencia pre-quiebre; en el caso del hemisferio sur el aumento en la tendencia es entre 6 y 10 veces el valor previo al quiebre. Resulta además interesante notar que el calentamiento post-quiebre es siempre mayor en la capa superficial y su magnitud disminuye en función de la profundidad. En el caso de la temperatura global, el valor de la pendiente post-quiebre es un 37 % menor en la capa de 0–700 m en comparación con la capa de 0–100 m, y para el caso de la capa de 0–2000 m el valor de la pendiente post-quiebre es un 65 % menor. Para

el hemisferio norte [sur], las diferencias entre la capa superficial y las más profundas son de -61% (0–700 m) y -82% (0–2000 m) [-86% (0–700 m) y -93% (0–2000 m)].

En el caso del contenido de calor global y del hemisferio sur (en la capa de 0–700 m) la tendencia antes del cambio estructural era positiva mientras que en el hemisferio norte era negativa. En todos los casos, después del cambio estructural se muestra un cambio positivo en la pendiente de alrededor de 5 (global), 2.7 (HN) y 4.6 (HS) veces el valor de la pendiente anterior. En la capa más profunda (0–2000 m, no significativos) los cambios en la pendiente son también positivos y alrededor de 3 veces el valor de la pendiente antes del quiebre. Contrario al caso de la temperatura, en las series de contenido de calor las pendientes después de las fechas de quiebre son mayores según aumenta la profundidad de la capa: en el hemisferio norte la pendiente en la profundidad de 0–2000 m resulta un 14% mayor que la de 0–700 m, mientras que en el hemisferio sur esta diferencia es de un 46%. Estos resultados proveen evidencia en favor de que el océano profundo ha estado absorbiendo una mayor cantidad de calor durante las décadas recientes.

Océano Atlántico y sus hemisferios

A continuación se discuten los resultados de la prueba de Perron-Yabu (ver Tabla 3.2) cuando se aplica a las series de temperatura y contenido de calor en la cuenca del Atlántico y sus hemisferios. La temperatura en la capa más superficial (0–100 m) presenta un cambio estructural en 1971, pocos años después (1973) en su hemisferio norte, mientras que en el hemisferio sur el cambio estructural se produce en 1970. En este último caso el valor del estadístico W no es significativo, y por lo tanto se recomienda no considerar esta fecha (en las restantes series de temperatura la prueba de Perron-Yabu es significativa al 1%). Cuando se analizan los quiebres en la profundidad de 0–700 m, se notan aproximadamente tres décadas de diferencia en sus fechas de ocurrencia entre el hemisferio norte (1973) y el sur (2001). Por otro lado, el cambio estructural en la serie de temperatura TA_{700} ocurre en el año 1975. Resulta interesante señalar que a mayores profundidades (0–2000 m) las fechas donde se manifiestan los quiebres exhiben un rezago entre dos y tres décadas con respecto a la temperatura en los primeros 100 m y 700 m de profundidad y sus hemisferios norte, específicamente los quiebres para la TA_{2000} y $TA_{2000\text{-HN}}$ se producen en 1997 y 1989 respectivamente.

Los quiebres en la pendiente de la función de tendencia del contenido de calor oceánico en la profundidad de 0–700 m exhiben un comportamiento muy semejante al de la temperatura en esta misma profundidad. En la profundidad de 0–2000 m el cambio estructural se observa a inicios de la década de los '90, al igual que en su hemisferio norte, mientras que en el hemisferio sur el quiebre se evidencia en el año 2002. Sin embargo, en los correspondientes hemisferios no se deben tomar en cuenta las fechas estimadas de los quiebres, debido a que el valor de la prueba no es significativo. Cabe señalar que en las restantes series el valor de

Tabla 3.2: Pruebas de Perron-Yabu y de Kim-Perron para las series de temperatura y contenido de calor. Océano Atlántico y sus hemisferios.

Series	T_B	k	W	μ	β	γ	$\beta + \gamma$	$t_\alpha(\hat{\lambda}_{tr}^{AO})$	Conc.
TA ₁₀₀	1971	0	13.20 ^a	-0.073	-0.006	0.018	0.012	-5.78 ^a	TE
TA ₁₀₀ -HN	1973	0	14.24 ^a	-0.027	-0.010	0.028	0.018	-5.03 ^b	TE
TA ₁₀₀ -HS	1970	0	-0.25	-0.143	0.004	0.003	0.007	-6.16 ^a	TE
TA ₇₀₀	1975	0	26.86 ^a	-0.060	-0.000	0.007	0.007	-5.68 ^a	TE
TA ₇₀₀ -HN	1973	0	8.29 ^a	-0.055	-0.003	0.012	0.009	-4.77 ^a	TE
TA ₇₀₀ -HS	2001	1	12.11 ^a	-0.066	0.002	0.009	0.011	-3.21	RU
TA ₂₀₀₀	1997	0	23.66 ^a	-0.046	0.002	0.004	0.006	-5.66 ^a	TE
TA ₂₀₀₀ -HN	1989	0	6.79 ^a	-0.055	0.002	0.003	0.004	-5.01 ^a	TE
TA ₂₀₀₀ -HS	2001	0	45.14 ^a	-0.032	0.001	0.006	0.007	-5.98 ^a	TE
CCA ₇₀₀	1975	0	26.38 ^a	-1.487	-0.016	0.198	0.182	-4.56 ^a	TE
CCA ₇₀₀ -HN	1973	0	2.20 ^a	-0.729	-0.038	0.158	0.121	-4.17 ^b	TE
CCA ₇₀₀ -HS	2000	0	12.28 ^a	-2.374	0.073	0.109	0.182	-5.89 ^a	TE
CCA ₂₀₀₀	1991	0	50.03 ^a	-4.533	-0.211	0.426	0.215	-6.0 ^a	TE
CCA ₂₀₀₀ -HN	1990	0	0.05	-1.696	-0.031	0.162	0.131	-2.63	RU
CCA ₂₀₀₀ -HS	2002	0	0.07	-2.354	-0.046	0.140	0.094	-3.67 ^c	TE

El modelo de regresión lineal está definido por la ecuación 3.1, donde T_B representa el momento del quiebre, k son los números de rezagos y γ es el cambio de la pendiente. Los coeficientes a , b y c denotan significación estadística al 1, 5 y 10 % respectivamente. Los valores críticos fueron tomados para W de la prueba de Perron-Yabu¹⁴⁶ y para $t_\alpha(\hat{\lambda}_{tr}^{AO})$ de la referencia 150 (Tabla I, pág. 249).

W es significativo al 1 %.

En esta cuenca oceánica, no se aprecian diferencias significativas cuando se comparan las fechas donde se produce el cambio estructural en las profundidades de 0–100 m y de 0–700 m, pero sí entre estas y la capa de 0–2000 m. Tanto en la temperatura, como en el contenido de calor se observa que en la mayor profundidad estudiada el quiebre se produce, en general, dos décadas después. Otra de las diferencias se encuentra en las fechas de quiebre entre el hemisferio norte y sur. Estas diferencias probablemente estén relacionadas con la influencia de oscilaciones de baja frecuencia (AMO) que pueden distorsionar las características de las tendencias. Esta oscilación tiene su mayor influencia en el hemisferio norte.

La comparación de las magnitudes de las pendientes de las tendencias antes y después de producirse el cambio estructural denotan características interesantes, como son la existencia de una tendencia al enfriamiento antes del quiebre en las profundidades de 0–100 m y de 0–700 m en el hemisferio norte, mientras que en el hemisferio sur en todas las series de

temperatura (de 0–2000 m de profundidad) la tendencia antes del cambio estructural era positiva. Después del quiebre, se aprecia un cambio importante en la pendiente de sus tendencias, siendo 3.16 veces mayor que la tendencia pre-quiebre para el caso de la TA₁₀₀ y en su hemisferio norte (sur) 2.61 (0.63) veces mayor después del cambio estructural. Los cambios en la pendiente post-quiebre en la temperatura en la profundidad de 0–700 m y en sus hemisferios norte y sur son 24.7, 4.07 y 4.05 veces mayor que la tendencia pre-quiebre respectivamente. Mientras que estas diferencias para la TA₂₀₀₀ es 2.56 veces mayor que la tendencia antes del cambio estructural, de 2 (HN) y 5.7 (HS) veces mayor que tendencia previa al quiebre. Hay que señalar que el valor de la pendiente post-quiebre en la capa de 0–700 m es 41 % menor que la capa 0–100 m, en el hemisferio norte 49 % y en el hemisferio sur 63 %. Estas diferencias entre el valor de la pendientes antes del cambio estructural en la profundidad 0–2000 m es un 53 % veces menor, un 71 % (HN) y un 3 % (HS) con respecto a la capa superficial.

El contenido de calor total en el Océano Atlántico en la capa de 0–700 m y de 0–2000 m muestra una tendencia negativa antes del cambio estructural, con la excepción del CCA_{700-HS} que es positiva. Sin embargo en todos los casos, después del quiebre se aprecia un cambio positivo en la pendiente de cerca de 12 (total), de 4.22 (HN) y de 1.49 (HS) veces el valor de la pendiente anterior en la profundidad de 0–700 m, mientras que a los 0–2000 m de profundidad el cambio en la pendiente de todas las series es positivo siendo dos veces mayor al valor de la pendiente antes del quiebre. Las pendientes post-quiebre en los hemisferios también muestran un aumento de 5.3 (HN) y 3.1 (HS), pero hay que señalar que en ambos casos no son significativos los valores reportados. Las pendientes después de las fechas donde se evidencian los cambios estructurales según aumenta la profundidad son mayores, siendo la pendiente en la profundidad de 0–2000 m 18 % mayor que la pendiente de 0–700 m, mientras que en el hemisferio norte esta diferencia es de 9 %. El caso contrario ocurre en el hemisferio sur, donde la pendiente post-quiebre es un 49 % menor que la de 0–700 m. Cabe señalar que el cambio estructural en esta última no es significativo. Al igual que en el Océano Global, en el Océano Atlántico las capas más profundas han absorbido calor más rápido.

Océano Índico y sus hemisferios

El estudio de cambios estructurales en la pendiente de la función de tendencia en las series de temperatura y contenido de calor del Océano Índico y sus respectivos hemisferios, resulta ser un caso interesante. Los resultados de aplicar la prueba de Perron-Yabu a las series de temperatura y contenido de calor de esta cuenca se muestran en la Tabla 3.3. Como se puede observar, en general, los quiebres se producen al principio del siglo XXI coincidiendo con la fecha aproximada donde se manifiesta el relentizamiento de la tasa de aumento de la temperatura media global superficial. A diferencia de las restantes cuencas analizadas, en esta no existen diferencias importantes en las fechas donde se produce el quiebre entre

Tabla 3.3: Pruebas de Perron-Yabu y de Kim-Perron para las series de temperatura y contenido de calor. Océano Índico y sus hemisferios.

Series	T_B	k	W	μ	β	γ	$\beta + \gamma$	$t_\alpha(\hat{\lambda}_{tr}^{AO})$	Conc.
TI ₁₀₀	2006	0	4.01 ^a	-0.102	0.0045	0.029	0.034	-4.78 ^a	TE
TI _{100-HN}	2005	0	1.57 ^a	-0.137	0.007	0.029	0.036	-5.27 ^a	TE
TI _{100-HS}	2006	0	1.96 ^a	-0.096	0.004	0.029	0.033	-4.46 ^b	TE
TI ₇₀₀	2001	0	7.87 ^a	-0.026	0.001	0.012	0.121	-3.68 ^c	TE
TI _{700-HN}	2005	0	14.85 ^a	-0.026	0.001	0.025	0.026	-4.97 ^a	TE
TI _{700-HS}	2001	0	2.44 ^a	-0.027	0.001	0.011	0.012	-3.55 ^c	TE
TI ₂₀₀₀	2001	0	33.81 ^a	-0.012	0.001	0.006	0.007	-4.41 ^a	TE
TI _{2000-HN}	2003	0	40.34 ^a	-0.011	0.000	0.010	0.010	-6.56 ^a	TE
TI _{2000-HS}	1998	0	19.89 ^a	-0.011	0.000	0.004	0.004	-3.41 ^b	TE
CCI ₇₀₀	2002	0	4.98 ^a	-0.622	0.025	0.242	0.267	-3.91 ^c	TE
CCI _{700-HN}	2005	0	18.38 ^a	-0.083	0.003	0.070	0.073	-5.39 ^a	TE
CCI _{700-HS}	2001	0	0.18	-0.533	0.021	0.177	0.198	-3.58 ^c	TE
CCI ₂₀₀₀	2005	0	4.79 ^a	-2.037	0.075	0.299	0.374	-2.59	RU
CCI _{2000-HN}	2006	0	1.40 ^b	-0.197	0.009	0.079	0.088	-2.18	RU
CCI _{2000-HS}	2004	4	4.16 ^a	-1.827	0.065	0.215	0.280	-5.28 ^c	TE

El modelo de regresión lineal está definido por la ecuación 3.1, donde T_B representa el momento del quiebre, k son los números de rezagos y γ es el cambio de la pendiente. Los coeficientes a , b y c denotan significación estadística al 1, 5 y 10 % respectivamente. Los valores críticos fueron tomados para W de la prueba de Perron-Yabu¹⁴⁶ y para $t_\alpha(\hat{\lambda}_{tr}^{AO})$ de la referencia 150 (Tabla I, pág. 249).

sus componentes norte y sur. Este hecho puede estar relacionado con varios factores, entre ellos, la gran medida con las diferencias en la distribución de la masa terrestre/oceánica en este océano, el hecho de que las oscilaciones climáticas no tienen la misma influencia que en los restantes océanos y cómo esta cuenca es la que menor volumen de agua ocupa en el planeta, cabe señalar que tiene intercambios con los océanos Pacífico Sur y el Atlántico.

En la mayor parte de las profundidades la ruptura en la pendiente de la función de tendencia ocurre a principio del siglo XXI. Alrededor del año 2000 en las mayores profundidades: de 0–700 m y de 0–2000 m, lo cual apoya la teoría de que al menos una parte de la desaceleración en la tasa de aumento de la GMST puede explicarse por la transferencia de energía a capas más profundas del océano. En este océano los valores de las pendientes de la tendencia pre y post-quiebre en la temperatura es completamente diferente a las características observadas en otras cuencas. Antes de producirse el cambio estructural, en todas las capas se presenta una tendencia positiva (señal de que ya se venía calentando).

Después del cambio estructural, en las distintas profundidades se manifiesta un crecimiento importante en la pendiente de su tendencia, con valores mayores en el hemisferio norte. Los cambios en las tasas de calentamiento son mucho mayores en las capas de 0–700 m y 0–2000 m. Se evidencia que el cambio de la pendiente después del quiebre en la capa de 0–700 m es 13.3 veces mayor al valor anterior, y en el hemisferio norte es 24.7 veces mayor a la tendencia pre-quiebre, mientras que en el hemisferio sur esta diferencia es 11.10 veces mayor a las tendencias observadas antes del cambio estructural. En la capa de 0–2000 m, y para sus hemisferios norte y sur, el aumento de la pendiente post-quiebre es respectivamente 12.20, 24.50 y 16.33 veces mayor que la tendencia antes de producirse el quiebre. Nótese que para el hemisferio norte las diferencias son mayores que en el hemisferio sur en ambas profundidades. Estas pruebas señalan cómo las capas más profundas se calientan más rápido, constituyendo un fuerte argumento a favor de la teoría de que el calentamiento de los océanos explica parte del “hiato” observado en la GMST.

El calentamiento post-quiebre en el caso de la temperatura es siempre menor en la capa superficial y su magnitud comienza a aumentar con la profundidad. El valor de la tendencia post-quiebre para el caso de la temperatura es un 62 % menor en la capa de 0–700 m en comparación con la de 0–100 m, en el hemisferio norte es de un 28 % y en el hemisferio sur de un 63 % menor. En la profundidad de 0–2000 m es un 80 % menor, estas diferencias entre la capa superficial y la capa más profunda en los hemisferios es de -71% (HN) y -84% (HS).

El análisis del contenido de calor en el Océano Índico muestra valores positivos antes de la ocurrencia del cambio estructural en todas las series y después del quiebre se evidencia una variación positiva. En el caso de la profundidad de 0–700 m es de 9.6, y en su hemisferio norte y sur es de 20.5 y 8.25 veces el valor de la pendiente antes del quiebre, respectivamente. En la capa de 0–2000 m los cambios en la pendiente son de 3.9, en el hemisferio norte 8.5 y en el hemisferio sur 3.3 veces el valor de la pendiente antes del quiebre. La pendiente en la profundidad de 0–2000 m después del cambio estructural, es un 40 % mayor que en la profundidad de 0–700 m, en su hemisferio norte 21 % y en el hemisferios sur 41 % mayor que el valor pre-quiebre.

Océano Pacífico y sus hemisferios

En la Tabla 3.4 se muestran los resultados de la prueba de Perron-Yabu cuando se aplica a las series de temperatura y contenido de calor del Océano Pacífico y sus hemisferios. En esta cuenca, se puede observar como patrón común la presencia de quiebres de la función de tendencia en las series de temperatura y contenido de calor con fechas muy similares entre las distintas profundidades pero que difieren en alrededor de dos décadas entre hemisferios norte y sur. Esto sugiere que el efecto de modos de variabilidad puede estar distorsionando la tendencia de calentamiento en esta cuenca. Cabe señalar que en los casos de la temperatura

Tabla 3.4: Pruebas de Perron-Yabu y de Kim-Perron para las series de temperatura y contenido de calor. Océano Pacífico y sus hemisferios.

Series	T_B	k	W	μ	β	γ	$\beta + \gamma$	$t_\alpha(\hat{\lambda}_{tr}^{AO})$	Conc.
TP ₁₀₀	1971	2	0.26	-0.158	0.007	0.092	0.099	-2.84	TE
TP _{100-HN}	1971	1	0.15	-0.030	-0.008	0.021	0.013	-4.28 ^b	TE
TP _{100-HS}	1966	0	-0.23	-0.139	0.006	0.059	0.065	-5.38 ^a	TE
TP ₇₀₀	1986	0	3.50 ^a	-0.022	0.000	0.004	0.004	-3.78 ^c	TE
TP _{700-HN}	1971	0	2.10 ^a	0.005	-0.004	0.008	0.004	-4.61 ^a	TE
TP _{700-HS}	1987	0	1.97 ^a	-0.017	0.000	0.003	0.003	-5.66 ^a	TE
TP ₂₀₀₀	1987	0	11.26 ^a	-0.010	0.000	0.002	0.002	-4.09 ^b	TE
TP _{2000-HN}	1972	0	7.59 ^a	-0.001	-0.001	0.003	0.001	-5.15 ^a	TE
TP _{2000-HS}	1999	0	7.81 ^a	-0.010	0.000	0.003	0.003	-6.55 ^a	TE
CCP ₇₀₀	1985	0	3.11 ^a	-1.051	0.011	0.173	0.184	-4.50 ^c	TE
CCP _{700-HN}	1971	0	2.20 ^a	-0.387	-0.044	0.122	0.078	-5.71 ^a	TE
CCP _{700-HS}	1985	0	2.51 ^a	-0.446	0.002	0.082	0.0084	-5.17 ^a	TE
CCP ₂₀₀₀	1989	0	-0.14	-1.114	-0.123	0.299	0.422	-3.27	RU
CCP _{2000-HN}	1970	0	0.33	0.247	-0.109	0.211	0.102	-3.00	RU
CCP _{2000-HS}	2001	0	0.23	-1.548	0.047	0.122	0.169	-3.68 ^c	TE

El modelo de regresión lineal está definido por la ecuación 3.1, donde T_B representa el momento del quiebre, k son los números de rezagos y γ es el cambio de la pendiente. Los coeficientes a , b y c denotan significación estadística al 1, 5 y 10 % respectivamente. Los valores críticos fueron tomados para W de la prueba de Perron-Yabu¹⁴⁶ y para $t_\alpha(\hat{\lambda}_{tr}^{AO})$ de la referencia 150 (Tabla I, pág. 249).

en la capa de 0–100 m y del contenido de calor de 0–2000 m de profundidad lo valores del estadístico W de la prueba de Perron-Yabu no son significativos a ningún nivel de confianza convencional, por lo que las fechas estimadas de cambios estructurales no se deben tener en cuenta. La prueba de Perron-Yabu en el resto de las series estudiadas toma valores significativos al 1 %. Se destaca en estos resultados cómo la magnitud del aumento de la temperatura y el contenido de calor, en comparación con los restantes océanos, es inferior.

Para esta cuenca, en todas las series de temperatura se aprecia una tendencia positiva antes del cambio estructural, con la excepción de las series del hemisferio norte (que se venían enfriando). Posterior al cambio estructural, se observa un aumento importante (de aproximadamente 17.8 veces) en el promedio de las pendientes con respecto a la tendencia previa. En el caso del hemisferio norte, después del quiebre la tendencia se incrementó 2.28 veces, y en el caso del hemisferio sur la tendencia aumentó 16.62 veces.

Hay que señalar que el calentamiento post-quiebre es mayor en la capa superficial y su

magnitud disminuye con el aumento de la profundidad. Siendo el valor de la pendiente de la temperatura post-quebre en la capa de 0–700 m un 44 % menor en comparación con la pendiente de la capa de 0–100 m, en sus respectivos hemisferios norte y sur las pendientes son un 69 % y 95 % menores respectivamente. En el caso de la temperatura en la profundidad de 0–2000 m la diferencia entre esta capa con la de 0–100 m es un 71 % menor que la tendencia pre-quebre, y en sus correspondientes hemisferios es un 86 % (HN) y 96 % (HS) menor.

El contenido de calor en el Océano Pacífico muestra una tendencia positiva en la generalidad de las series, salvo en el hemisferio norte y en la capa de 0–2000 m que muestra una tendencia negativa antes del cambio estructural. Es importante recalcar que para las series en la profundidad de 0–2000 m la prueba de Perron-Yabu no toma valores significativos. Sin embargo, después de la fecha donde se produce el quiebre se aprecia un cambio positivo en la pendiente de cerca 16.12 (total), 2.77 (HN) y 34 (HS) veces el valor de la pendiente anterior en la profundidad de 0–700 m, mientras que a los 0–2000 m de profundidad el cambio en la pendiente de todas las series es positivo siendo 2.43 veces mayor al valor de la pendiente antes del quiebre. Las pendientes post-quebre en los hemisferios también muestran un aumento de 1.94 (HN) y 2.58 (HS). Las pendientes después de las fechas donde se evidencian los cambios estructurales según aumenta la profundidad son mayores, siendo la pendiente en la profundidad de 0–2000 m 3 % menor que la pendiente de 0–700 m, mientras que en el hemisferio norte esta diferencia es de un 31 % mayor 0–700 m y en el hemisferio sur un 102 % mayor.

Conclusiones Parciales:

- La mayor parte de la series de temperatura y contenido de calor exhiben un cambio estructural en la función de tendencia, lo que significa que las pruebas estándar de raíz unitaria (como se suponía) no son válidas para estudiar este tipo de proceso generador de datos y es necesario aplicar las pruebas de raíz unitaria que permiten posibles cambios estructurales, por ser las que mejor describen el comportamiento de las series que se investigan.
- Los resultados arrojados por las pruebas de cambio estructural sugieren que: 1) las oscilaciones de baja frecuencia pueden estar afectando las estimaciones de las fechas de quiebre y por lo tanto, en general existen diferencias importantes entre los hemisferios norte y sur en la mayor parte de las cuencas;¹⁵⁴ 2) las diferencias en tasas de incremento en temperatura y contenido de calor entre las distintas profundidades apoyan las teorías que plantean^{16,17,22–24,33–40,43–46,131} que parte de la absorción de calor se ha acelerado en las últimas décadas. Esto puede haber contribuido a la “pausa” observada en el calentamiento global.

3.4. Pruebas de raíz unitaria con cambio estructural

Como ya ha sido discutido, un problema que presenta la mayor parte de las pruebas de raíz unitaria con quiebres (que se presentan una sola vez y se producen en una fecha desconocida) es que el cambio en la función de tendencia solo se permite bajo la hipótesis alternativa en un componente de ruido $I(0)$, por lo tanto, es posible que se produzca un rechazo cuando el ruido es $I(1)$ y exista un cambio en la pendiente de la tendencia. Un procedimiento que evita este inconveniente es la prueba desarrollada por Kim y Perron.

Considerando el modelo de regresión lineal definido por:

$$y_t = \mu + \beta t + \gamma DT_t + u_t \quad (3.1)$$

El término $\gamma DT_t = t - T_B$ si $t > T_B$, o cero en caso contrario. La fecha donde se produce el quiebre se denota como T_B , t es la tendencia temporal, β es la pendiente antes del cambio estructural, γ es el cambio de la pendiente después del quiebre, $\beta + \gamma$ es la pendiente después del cambio estructural y u_t es el componente de ruido.

Océano Global y sus hemisferios

Los resultados de aplicar la prueba de Kim-Perron a las series de temperatura y contenido de calor del Océano Global y sus hemisferios se muestran en la octava columna de la Tabla 3.1. Como se puede observar en la tabla, la hipótesis nula de raíz unitaria es rechazada en todas las series estudiadas, comportándose como procesos de TE. Con las excepciones de la TG_{2000} y del contenido de calor global de 0–700 m, de 0–2000 m de profundidad y el $CCG_{2000-HN}$, en cuyos casos los resultados de la prueba de Perron-Yabu no son significativas y resultan ser entonces proceso de RU (resultado que se obtuvo al aplicar las pruebas estándar de raíz unitaria). Cabe señalar que toman valores significativos al 1 % las restantes series de temperatura, con la excepción de la TG_{100} , la TG_{100-HN} , la TG_{700} y $TG_{2000-HN}$ y el contenido de calor del Océano Global en la capa de 0–700 m del hemisferio norte (significativo al 5 %) y la TG_{700} que es significativa al 10 %.

Océano Atlántico y sus hemisferios

El análisis de los resultados de la prueba de Kim-Perron aplicada a las series de temperatura y contenido de calor del Océano Atlántico y sus hemisferios se presentan en la Tabla 3.2, donde se puede observar que los resultados obtenidos en la mayor parte de las pruebas estándar de raíz unitaria son rechazados, comportándose como procesos de TE. Con la excepción de la serie TA_{700-HS} y del contenido de calor oceánico en la profundidad de 0–2000 m del hemisferio sur, en cuyos casos resulta ser un proceso de RU. Muestran valores significativos al 1 % todas las series de temperatura y contenido de calor restantes, con la excepción de la TA_{100-HN} y el CC_{700-HN} (significativo al 5 %), siendo significativo al 10 % únicamente la serie de $CC_{2000-HS}$.

Océano Índico y sus hemisferios

Las series de temperatura y contenido de calor del Océano Índico son en general consistentes con un proceso de TE. Los valores de la prueba de Kim-Perron (ver Tabla 3.3, columna ocho) son significativos para todas las series de temperatura y contenido de calor salvo en los casos de las series CCI_{2000} y $CCI_{2000-HN}$ que no es significativo en ningún nivel estudiado y por tanto serán mejor representados por procesos de RU (reafirmando, como en los casos anteriores, el resultado obtenido en las pruebas estándar de raíz unitaria). El resto de la series constituyen procesos de TE, rechazando de esta manera los resultados de las pruebas estándar de raíz unitaria, siendo significativa la prueba de Kim-Perron a un 1 % para las series TI_{100} , TI_{100-HN} , TI_{700-HS} , $TI_{2000-HN}$ y el CCI_{700-HN} , a un 5 % para las series TI_{100-HS} y $TI_{2000-HS}$, y por último, a un 10 % para las series de TI_{700} , TI_{700-HS} , CCI_{700-HS} y $CCI_{2000-HS}$.

Océano Pacífico y sus hemisferios

En el Océano Pacífico, como se observa en la Tabla 3.4, la prueba de Kim-Perron indica que las series de temperatura y contenido de calor rechazan la hipótesis nula de raíz unitaria en todas las series, exceptuando el CCP_{2000} y $CCP_{2000-HN}$, en cuyos casos los valores de la prueba no son significativos. Estos resultados son consistentes con aquellos obtenidos de las pruebas estándar de raíz unitaria. No es significativo el valor que toma la prueba de Kim-Perron en la serie de la temperatura en los primeros 100 m de profundidad. En las series siguientes la prueba de Kim-Perron toma valores significativos al 1 %: TP_{100-HS} , TP_{700-HN} , TP_{700-HS} , $TP_{2000-HN}$, $TP_{2000-HS}$, CCP_{700-HN} y CCP_{700-HS} ; al 5 %: TP_{100-HN} y TP_{2000} ; y por último, al 10 %: ITP_{700} , el CCP_{700} y $CCP_{2000-HS}$, caracterizándose por la presencia de TE.

Conclusión Parcial:

- Los resultados de la prueba de Kim-Perron proporcionan fuerte evidencia de que las series de temperatura y contenido de calor oceánico se representan mejor como procesos con tendencias estacionarias con ruptura en la pendiente de la función de tendencia. Debido a que las series investigadas en general comparten este tipo de propiedades es importante estudiar la existencia de una tendencia secular común mediante pruebas de cotendencia, específicamente la de Bierens.

3.5. Identificando la existencia de una disminución de la tasa de calentamiento en la temperatura y contenido de calor oceánico

La presencia de una tendencia determinista con cambios estructurales en la función de tendencia en la mayor parte de las series de temperatura y contenido de calor, en todas las

cuenas oceánicas estudiadas, aporta señales que indican una mayor absorción de calor en los océanos. Para relacionar estos resultados con el forzamiento antropogénico, es necesario hacer pruebas formales de atribución. En esta sección, se investiga si existe una tendencia común entre la temperatura (y el contenido de calor oceánico) y el forzamiento radiativo total mediante una prueba de *cotrending*.

A continuación se muestran los resultados de la prueba de cotendencia de Bierens aplicadas a las series de temperatura con el TRF (Tablas 3.5 y 3.6) y del contenido de calor con el TRF (Tabla 3.7 y 3.8). Las pruebas se realizan bajo las especificaciones siguientes: 1) eliminando previamente la tendencia lineal de las series y 2) eliminando únicamente el valor promedio de las mismas. Normalmente se considera la primera como una forma más rigurosa de realizar esta prueba.

Como se puede observar, todas las series analizadas de temperatura y contenido de calor comparten una tendencia común con el TRF cuando se elimina la tendencia lineal en las mismas, con la excepción de la temperatura en los océanos Atlántico y Pacífico en los primeros 100 m de profundidad. Los resultados de estas pruebas sugieren fuertemente que las tendencias de largo plazo en el contenido de calor y las temperaturas oceánicas son impartidas por el TRF. De acuerdo con estudios anteriores,^{61,87,154} la tendencia en el TRF es a su vez impartida por el forzamiento antropogénico. De esta forma, las pruebas de *cotrending* sugieren fuertemente que las tendencias en las temperaturas y contenido de calor en las distintas profundidades pueden atribuirse al forzamiento antropogénico. Sin embargo, no todas las series comparten una tendencia común con el TRF, esto se debe principalmente a que las series de temperatura y contenido de calor analizadas no son lo suficientemente extensas (temporalmente) y los modos de variabilidad natural presentes en las mismas pueden dificultar detectar un comportamiento secular común entre estas variables estudiadas y el forzamiento radiativo. Nótese que ocurre principalmente en la cuenca del Océano Pacífico (que está dominado en gran medida por los eventos de “El Niño” y “La Niña”, además de las fases positivas y negativas de la PDO) y el Océano Atlántico (que este está dominado en su hemisferio norte por la influencia de la AMO) en las series de temperatura y contenido de calor oceánico estudiadas esos modos de variabilidad no fueron eliminados.

Como menciona Estrada *et al.*,^{61,154} las descripciones de las tendencias observadas y la descripción de la tendencia común subyacente (impartida por el forzamiento radiativo antropogénico) frecuentemente no coinciden. Estas diferencias se expresan en distintas fechas de quiebre y magnitudes en las pendientes. Nuestros resultados indican lo mismo: la tendencia subyacente de calentamiento tiene las mismas características que el TRF, y las diferencias encontradas en las fechas de quiebre utilizando la prueba de Perron-Yabu se deben principalmente a los efectos de variabilidad natural de baja frecuencia sobre esta

tendencia común.

Se puede afirmar entonces que la temperatura, y el contenido de calor oceánico, en general comparten una tendencia secular común a largo plazo con el TRF. Los efectos de los modos de variabilidad natural que influyen en la temperatura y el contenido de calor oceánico a mediano y corto plazo, y la existencia de un reducido registro de datos, pueden ser la razón por la cual es difícil encontrar una tendencia común en algunos casos.

Combinando los resultados de esta sección y la sección anterior, se puede concluir que existe evidencia empírica de que los océanos han incrementado su absorción de calor en las últimas décadas de manera importante y que esto podría explicar, al menos en parte, la existencia de la “pausa” en el calentamiento global. Más aún, las diferencias entre la tendencia subyacente (caracterizada por una disminución en la tasa de crecimiento del forzamiento total) y la tendencia observada (que indica una aceleración en la absorción de calor por los océanos) se debe a efectos de variabilidad natural de baja frecuencia y no a cambios en el forzamiento radiativo. Estos resultados son consistentes trabajos previos, que analizan la manifestación de la “pausa” en el calentamiento global como consecuencia de: 1) una mayor absorción de calor por los océanos profundos causada por la variabilidad natural del clima y 2) reducciones en la tasa de crecimiento del forzamiento radiativo.

Tabla 3.5: Prueba de Cotendencia para las series de temperatura y TRF. Océano Global, Atlántico y sus hemisferios.

		TEMPERATURA + TRF								
		0 – 100 m		0 – 700 m		0 – 2000 m				
(con tend.)		TG ₁₀₀	TG _{100-HN}	TG _{100-HS}	TG ₇₀₀	TG _{700-HN}	TG _{700-HS}	TG ₂₀₀₀	TG _{2000-HN}	TG _{2000-HS}
r=1		0.086	0.072	0.075	0.060	0.094	0.057	0.050	0.079	0.054
r=2		0.176**	0.164	0.221**	0.201**	0.169	0.224**	0.235**	0.176**	0.232**
GLOBAL (sin tend.)		TG ₁₀₀	TG _{100-HN}	TG _{100-HS}	TG ₇₀₀	TG _{700-HN}	TG _{700-HS}	TG ₂₀₀₀	TG _{2000-HN}	TG _{2000-HS}
r=1		0.147	0.163	0.119	0.146	0.168	0.117	0.134	0.149	0.118
r=2		1.061**	0.969**	1.122**	0.901**	0.808**	0.919**	0.919**	0.862**	0.921**
ATLÁNTICO (con tend.)		TA ₁₀₀	TA _{100-HN}	TA _{100-HS}	TA ₇₀₀	TA _{700-HN}	TA _{700-HS}	TA ₂₀₀₀	TA _{2000-HN}	TA _{2000-HS}
r=1		0.065	0.072	0.080	0.076	0.067	0.053	0.056	0.073	0.055
r=2		0.211**	0.194**	0.198**	0.168	0.200**	0.221**	0.195**	0.163	0.234**
ATLÁNTICO (sin tend.)		TA ₁₀₀	TA _{100-HN}	TA _{100-HS}	TA ₇₀₀	TA _{700-HN}	TA _{700-HS}	TA ₂₀₀₀	TA _{2000-HN}	TA _{2000-HS}
r=1		0.186	0.181	0.195	0.101	0.184	0.195	0.145	0.163	0.109
r=2		0.834**	0.803**	0.811**	0.168	0.820**	0.811**	0.940**	0.890**	0.920**

(*) y (**) denotan significación estadística al 5 y 10 % respectivamente, r es el número de vectores de *cotrending*. Las series donde existe *cotrending* están señaladas en color rojo.

Tabla 3.6: Prueba de Cotendencia para las series de temperatura y TRF. Océano Índico, Pacífico y sus hemisferios.

		TEMPERATURA + TRF								
		0 – 100 m		0 – 700 m		0 – 2000 m				
ÍNDICO (con tend.)		TI₁₀₀	TI_{100-HN}	TI_{100-HS}	TI₇₀₀	TI_{700-HN}	TI_{700-HS}	TI₂₀₀₀	TI_{2000-HN}	TI_{2000-HS}
r=1		0.048	0.057	0.047	0.076	0.057	0.048	0.048	0.053	0.048
r=2		0.271**	0.217**	0.275**	0.168	0.217**	0.231**	0.232**	0.234**	0.229**
ÍNDICO (sin tend.)		TI₁₀₀	TI_{100-HN}	TI_{100-HS}	TI₇₀₀	TI_{700-HN}	TI_{700-HS}	TI₂₀₀₀	TI_{2000-HN}	TI_{2000-HS}
r=1		0.063	0.062	0.063	0.067	0.059	0.076	0.084	0.052	0.093
r=2		0.743**	0.599**	0.756**	0.695**	0.540**	0.715**	0.755**	0.604**	0.772**
PACÍFICO (con tend.)		TP₁₀₀	TP_{100-HN}	TP_{100-HS}	TP₇₀₀	TP_{700-HN}	TP_{700-HS}	TP₂₀₀₀	TP_{2000-HN}	TP_{2000-HS}
r=1		0.095	0.148	0.082	0.067	0.111	0.081	0.068	0.102	0.099
r=2		0.161	0.987**	0.162	0.167	0.162	0.167	0.184**	0.169**	0.170**
PACÍFICO (sin tend.)		TP₁₀₀	TP_{100-HN}	TP_{100-HS}	TP₇₀₀	TP_{700-HN}	TP_{700-HS}	TP₂₀₀₀	TP_{2000-HN}	TP_{2000-HS}
r=1		0.150	0.149	0.103	0.166	0.160	0.167	0.152	0.150	0.152
r=2		1.057**	1.043**	0.162	0.882**	0.727**	0.986**	0.926**	0.784**	1.020**

(*) y (**) denotan significación estadística al 5 y 10 % respectivamente, r es el número de vectores de *cotrending*. Las series donde existe *cotrending* están señaladas en color rojo.

Tabla 3.7: Prueba de Cotendencia para las series de contenido de calor y TRF. Océano Global, Atlántico, y sus hemisferios.

		CONTENIDO DE CALOR + TRF					
		0 – 700 m		0 – 2000 m			
GLOBAL (con tend.)		CCG₇₀₀	CCG_{700-HN}	CCG_{700-HS}	CCG₂₀₀₀	CCG_{2000-HN}	CCG_{2000-HS}
	r=1	0.116	0.119	0.106	0.093	0.107	0.050
	r=2	0.215**	0.199**	0.224**	0.184**	0.175**	0.171**
GLOBAL (sin tend.)		CCG₇₀₀	CCG_{700-HN}	CCG_{700-HS}	CCG₂₀₀₀	CCG_{2000-HN}	CCG_{2000-HS}
	r=1	0.211	0.199	0.212	0.183	0.170	0.166
	r=2	0.978**	0.959**	1.027**	1.013**	0.954**	1.078**
ATLÁNTICO (con tend.)		CCA₇₀₀	CCA_{700-HN}	CCA_{700-HS}	CCA₂₀₀₀	CCA_{2000-HN}	CCA_{2000-HS}
	r=1	0.123*	0.126**	0.057	0.111	0.102	0.066
	r=2	0.228**	0.169**	0.224**	0.181**	0.170**	0.165
ATLÁNTICO (sin tend.)		CCA₇₀₀	CCA_{700-HN}	CCA_{700-HS}	CCA₂₀₀₀	CCA_{2000-HN}	CCA_{2000-HS}
	r=1	0.218	0.212	0.141	0.176	0.168	0.163
	r=2	0.969**	0.956**	1.019**	1.026**	0.980**	1.099**

(*) y (**) denotan significación estadística al 5 y 10 % respectivamente, r es el número de vectores de *cotrending*. Las series donde existe *cotrending* están señaladas en color rojo.

Tabla 3.8: Prueba de Cotendencia para las series de contenido de calor y TRF. Océano Índico, Pacífico, y sus hemisferios.

CONTENIDO DE CALOR + TRF						
ÍNDICO (con tend.)	0 – 700 m		0 – 2000 m			
	CCI₇₀₀	CCI_{700-HN}	CCI_{700-HS}	CCI₂₀₀₀	CCI_{2000-HN}	CCI_{2000-HS}
r=1	0.089	0.071	0.089	0.062	0.097	0.059
r=2	0.201**	0.168	0.195**	0.173**	0.951**	0.178**
ÍNDICO (sin tend.)	0 – 700 m		0 – 2000 m			
	CCI₇₀₀	CCI_{700-HN}	CCI_{700-HS}	CCI₂₀₀₀	CCI_{2000-HN}	CCI_{2000-HS}
r=1	0.193	0.104	0.187	0.128	0.062	0.146
r=2	1.029**	0.988**	1.020**	1.016**	1.173**	1.019**
PACÍFICO (con tend.)	0 – 700 m		0 – 2000 m			
	CCP₇₀₀	CCP_{700-HN}	CCP_{700-HS}	CCP₂₀₀₀	CCP_{2000-HN}	CCP_{2000-HS}
r=1	0.113	0.098	0.098	0.062	0.114	0.040
r=2	0.173**	0.157	0.157	0.173**	0.174**	0.159
PACÍFICO (sin tend.)	0 – 700 m		0 – 2000 m			
	CCP₇₀₀	CCP_{700-HN}	CCP_{700-HS}	CCP₂₀₀₀	CCP_{2000-HN}	CCP_{2000-HS}
r=1	0.172	0.141	0.125	0.170	0.157	0.115
r=2	0.965**	0.964**	0.966**	0.963**	0.936**	1.013**

(*) y (**) denotan significación estadística al 5 y 10 % respectivamente, r es el número de vectores de *cotrending*. Las series donde existe *cotrending* están señaladas en color rojo.

CONCLUSIONES

1. Las pruebas estándar de raíz unitaria, en general no resultan válidas para el análisis de las series de temperatura y contenido de calor oceánico estudiadas, mostrando algunas series con tendencia estacionaria y otras con una raíz unitaria.
2. La mayor parte de las series estudiadas presentan un cambio estructural en la pendiente de su función de tendencia, evidenciando en su mayoría un quiebre cerca del año donde comienza la desaceleración observada en el calentamiento global, lo que sugiere una mayor absorción de calor en las profundidades oceánicas durante ese período.
3. La prueba de contendencia de Bierens, muestra una fuerte relación de largo plazo entre el comportamiento de las series de temperatura y el contenido de calor oceánico con el forzamiento radiativo total, lo que indica que al menos parte del incremento observado en la temperatura media global y en la absorción de calor en los océanos se debe a la influencia antropogénica.
4. Existen grandes diferencias entre las tendencias observadas y las subyacentes, lo cual se manifiesta en las distintas fechas de quiebre y magnitudes de las pendientes. Los resultados indican que la tendencia subyacente de calentamiento tiene las mismas características que el forzamiento radiativo, y que las diferencias encontradas en las fechas de quiebre utilizando la prueba de Perron-Yabu se deben principalmente a los efectos de variabilidad natural de baja frecuencia sobre esta tendencia común.
5. En las últimas décadas se observa un notable incremento de la absorción de calor en los océanos. Este factor, combinado con la variabilidad natural del clima y la reducción en la tasa de incremento del forzamiento radiativo, contribuye a explicar la desaceleración observada en el calentamiento global.

RECOMENDACIONES

Existen varias perspectivas inmediatas y futuras para el trabajo presentado en esta Tesis. Entre otras tareas, nos proponemos:

1. Determinar, con la ayuda de modelos climáticos, los mecanismos físicos que contribuyen a los comportamientos y observados en las series de tiempo de temperatura y contenido de calor estudiadas en esta Tesis.
2. Realizar el análisis de las series de temperatura y contenido de calor estudiadas separando de las mismas las contribuciones correspondientes a la variabilidad natural del clima y a la actividad humana.
3. Emplear la misma metodología utilizada en de esta Tesis en el estudio de otras bases de datos disponibles, comparando los resultados con los obtenidos en este trabajo.

ANEXO 1

Las Tablas 3.9, 3.10, 3.11 y 3.12 muestran los resultados obtenidos al aplicar las pruebas estándar de raíz unitaria: Dickey-Fuller Aumentada (DFA), Kwiatkowski-Phillips-Schmidt-Shin (KPSS) y Elliott-Rothenberg-Stock (ERS), a las series de temperatura y contenido de calor de los Océanos Atlántico, Índico, Pacífico, su promedio Global, y sus respectivos hemisferios. En este trabajo se considera que una serie se comporta como un proceso de raíz unitaria (RU), o de tendencia estacionaria (TE), si al menos dos de las pruebas anteriores aportan evidencias en el mismo sentido.

Tabla 3.9: Pruebas estándar de raíz unitaria para las series de temperatura y contenido de calor. Océano Global y sus hemisferios.

Series	DFA	KPSS	ERS	Conc.
TG ₁₀₀	-3.56 ^a	0.14 ^a	5.92 ^b	TE
TG _{100-HN}	-2.89	0.17 ^a	7.56	RU
TG _{100-HS}	-4.56 ^a	0.08	4.52 ^a	TE
TG ₇₀₀	-2.22	0.22 ^a	14.87	RU
TG _{700-HN}	-3.38 ^b	0.19 ^a	7.76	RU
TG _{700-HS}	-2.81	0.23 ^a	8.27	RU
TG ₂₀₀₀	-1.78	0.23 ^a	21.11	RU
TG _{2000-HN}	-3.46 ^a	0.22 ^a	8.64	RU
TG _{2000-HS}	-1.13	0.25 ^a	27.29	RU
CCG ₇₀₀	-2.38	0.22 ^a	14.01	RU
CCG _{700-HN}	-3.26 ^b	0.18 ^a	8.15	RU
CCG _{700-HS}	-3.24 ^b	0.24 ^a	7.06 ^b	TE
CCG ₂₀₀₀	-1.30	0.21 ^a	20.46	RU
CCG _{2000-HN}	-1.46	0.16 ^a	24.17	RU
CCG _{2000-HS}	-2.07	0.18 ^a	10.66	RU

Los coeficientes a y b , denotan significación estadística al 5 y 10 % respectivamente.

Tabla 3.10: Pruebas estándar de raíz unitaria para las series de temperatura y contenido de calor. Océano Atlántico y sus hemisferios.

Series	DFA	KPSS	ERS	Conc.
TA ₁₀₀	-4.38 ^a	0.20 ^a	5.77 ^b	TE
TA ₁₀₀ -HN	-3.58 ^a	0.19 ^a	9.17	RU
TA ₁₀₀ -HS	-6.57 ^a	0.07	2.89 ^a	TE
TA ₇₀₀	-3.58 ^a	0.23 ^a	10.75	RU
TA ₇₀₀ -HN	-3.70 ^a	0.20 ^a	9.44	RU
TA ₇₀₀ -HS	-1.69	0.17 ^a	16.45	RU
TA ₂₀₀₀	-3.15	0.26 ^a	14.59	RU
TA ₂₀₀₀ -HN	-4.33 ^a	0.21 ^a	9.59	RU
TA ₂₀₀₀ -HS	-0.96	0.23 ^a	30.98	RU
CCA ₇₀₀	-3.60 ^a	0.23 ^a	10.73	RU
CCA ₇₀₀ -HN	-3.48 ^a	0.19 ^a	10.21	RU
CCA ₇₀₀ -HS	-2.15	0.18 ^a	12.70	RU
CCA ₂₀₀₀	-1.70	0.23 ^a	12.66	RU
CCA ₂₀₀₀ -HN	-1.92	0.17 ^a	12.41	RU
CCA ₂₀₀₀ -HS	2.09	0.20 ^a	9.84	RU

Los coeficientes a y b , denotan significación estadística al 5 y 10% respectivamente.

Tabla 3.11: Pruebas estándar de raíz unitaria para las series de temperatura y contenido de calor. Océano Índico y sus hemisferios.

Series	DFA	KPSS	ERS	Conc.
TI ₁₀₀	-3.73 ^a	0.12 ^b	5.88 ^b	TE
TI ₁₀₀ -HN	-5.15 ^a	0.10	6.12 ^b	TE
TI ₁₀₀ -HS	-3.58 ^b	0.12 ^b	5.48 ^a	TE
TI ₇₀₀	-1.40	0.16 ^a	23.03	RU
TI ₇₀₀ -HN	-2.56	0.15 ^a	10.78	RU
TI ₇₀₀ -HS	-0.85	0.18 ^a	8.52	RU
TI ₂₀₀₀	0.44	0.19 ^a	52.35	RU
TI ₂₀₀₀ -HN	-1.10	0.17 ^a	47.01	RU
TI ₂₀₀₀ -HS	-0.70	0.19 ^a	9.83	RU
CCI ₇₀₀	-2.56	0.17 ^a	11.16	RU
CCI ₇₀₀ -HN	-1.17	0.15 ^a	19.69	RU
CCI ₇₀₀ -HS	-2.95	0.18 ^a	8.23	RU
CCI ₂₀₀₀	-2.95	0.13 ^b	12.24	RU
CCI ₂₀₀₀ -HN	2.23	0.11 ^b	18.21	RU
CCI ₂₀₀₀ -HS	1.26	0.13 ^b	9.36	RU

Los coeficientes a y b , denotan significación estadística al 5 y 10% respectivamente.

Tabla 3.12: Pruebas estándar de raíz unitaria para las series de temperatura y contenido de calor. Océano Pacífico y sus hemisferios.

Series	DFA	KPSS	ERS	Conc.
TP ₁₀₀	-4.40 ^a	0.08	2.71 ^a	TE
TP _{100-HN}	-3.33 ^b	0.11 ^b	5.70 ^a	TE
TP _{100-HS}	-5.11 ^a	0.06	2.46 ^a	TE
TP ₇₀₀	-3.47 ^a	0.20 ^a	5.37 ^a	TE
TP _{700-HN}	-3.89 ^a	0.15 ^a	4.56 ^a	TE
TP _{700-HS}	-5.01 ^a	0.18 ^a	3.58 ^a	TE
TP ₂₀₀₀	-2.90	0.25 ^a	7.21	RU
TP _{2000-HN}	-4.19 ^b	0.17 ^a	4.44 ^a	TE
TP _{2000-HS}	-3.35 ^a	0.22 ^a	4.28 ^a	TE
CCP ₇₀₀	-3.56 ^a	0.20 ^a	5.18 ^a	TE
CCP _{700-HN}	-3.38 ^b	0.13 ^b	3.64 ^a	TE
CCP _{700-HS}	-5.25 ^a	0.17 ^a	3.43 ^a	TE
CCP ₂₀₀₀	-2.19	0.20 ^a	10.29	RU
CCP _{2000-HN}	-2.14	0.14 ^b	16.35	RU
CCP _{2000-HS}	-3.32 ^b	0.15 ^a	5.75	TE

Los coeficientes a y b , denotan significación estadística al 5 y 10% respectivamente.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- [1] R. K. Kaufmann, H. Kauppi, and J. H. Stock, Emissions, concentrations, & temperature: a time series analysis, *Climatic Change* **77**, 249–278 (2006).
- [2] K. L. Swanson, G. Sugihara, and A. A. Tsonis, Long-term natural variability and 20th century climate change, *Proceedings of the National Academy of Sciences* **106**, 16120–16123 (2009).
- [3] C. Gay, F. Estrada, and A. Sánchez, Global and hemispheric temperatures revisited, *Climatic Change* **94**, 333–349 (2009).
- [4] Z. Wu, N. E. Huang, J. M. Wallace, et al., On the time-varying trend in global-mean surface temperature, *Climate dynamics* **37**, 759–773 (2011).
- [5] U. Cubasch, D. Wuebbles, D. Chen, et al., Introduction, in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the IPCC*, edited by T. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, et al., pages 119–158, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2013.
- [6] D. Hartmann, A. Klein Tank, M. Rusticucci, et al., Observations: Atmosphere and Surface, in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the IPCC*, edited by T. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, et al., pages 159–254, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2013.
- [7] C. B. Field, V. R. Barros, D. J. Dokken, et al., *Climate Change 2014. Impacts, Adaptation, and Vulnerability Working Group II Contribution to the Fifth Assessment Report of the IPCC*, 2014.
- [8] L. A. Gil-Alana, Linear and segmented trends in sea surface temperature data, *Journal of Applied Statistics* **42**, 1531–1546 (2015).
- [9] S. Solomon, *Climate Change 2007. The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC*, volume 4, Cambridge University Press, 2007.
- [10] M. Holland, The great sea-ice dwindle, *Nature Geoscience* **6**, 10–11 (2013).
- [11] S. I. Seneviratne, M. G. Donat, B. Mueller, et al., No pause in the increase of hot temperature extremes, *Nature Climate Change* **4**, 161–163 (2014).
- [12] N. Bindoff, K. Stott, M. AchutaRao, et al., Detection and Attribution of Climate Change: from Global to Regional, in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working*

- Group I to the Fifth Assessment Report of the IPCC*, edited by T. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, et al., pages 867–952, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2013.
- [13] P. Jones, S. Raper, R. S. Bradley, et al., Northern Hemisphere surface air temperature variations: 1851–1984, *Journal of Climate and Applied Meteorology* **25**, 161–179 (1986).
- [14] P. Jones, S. Raper, and T. Wigley, Southern Hemisphere surface air temperature variations: 1851–1984, *Journal of climate and applied meteorology* **25**, 1213–1230 (1986).
- [15] J. Hansen and S. Lebedeff, Global trends of measured surface air temperature, *Journal of Geophysical Research* **92**, 13345–13372 (1987).
- [16] K. E. Trenberth and J. T. Fasullo, An apparent hiatus in global warming?, *Earth's Future* **1**, 19–32 (2013).
- [17] V. Guemas, F. J. Doblas-Reyes, I. Andreu-Burillo, et al., Retrospective prediction of the global warming slowdown in the past decade, *Nature Climate Change* **3**, 1–5 (2013).
- [18] F. Estrada, P. Perron, and B. Martínez, Statistically derived contributions of diverse human influences to twentieth-century temperature changes, *Nature Geoscience* **6**, 1050–1055 (2013).
- [19] J. C. Fyfe, N. P. Gillett, and F. W. Zwiers, Overestimated global warming over the past 20 years, *Nature Climate Change* **3**, 767–769 (2013).
- [20] J. C. Fyfe, G. A. Meehl, M. H. England, et al., Making sense of the early-2000s warming slowdown, *Nature Climate Change* **6**, 224–228 (2016).
- [21] D. R. Easterling and M. F. Wehner, Is the climate warming or cooling?, *Geophysical Research Letters* **36**, 1–3 (2009).
- [22] G. A. Meehl, J. M. Arblaster, J. T. Fasullo, et al., Model-based evidence of deep-ocean heat uptake during surface-temperature hiatus periods, *Nature Climate Change* **1**, 360–364 (2011).
- [23] Y. Kosaka and S.-P. Xie, Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling, *Nature* **501**, 403–407 (2013).
- [24] M. H. England, S. McGregor, P. Spence, et al., Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus, *Nature Climate Change* **4**, 222–227 (2014).
- [25] Y. Song and Y. Yu, Impacts of external forcing on the decadal climate variability in CMIP5 simulations, *Journal of Climate* **28**, 5389–5405 (2015).
- [26] S. Solomon, J. S. Daniel, R. R. Neely, et al., The Persistently Variable "Background" Stratospheric Aerosol Layer and Global Climate Change, *Science* **333**, 866–870 (2011).
- [27] A. Witze, Story one: Ocean currents and sulfur haze deliver global warming hiatus: But increasing temperatures remain in long-term forecast, *Science News* **180**, 5–6 (2011).
- [28] G. A. Schmidt, D. T. Shindell, and K. Tsigaridis, Reconciling warming trends, *Nature Geoscience* **7**, 158–160 (2014).
- [29] P. Stauning, Reduced Solar Activity Disguises Global Temperature Rise, *Atmospheric and Climate Sciencess* **4**, 60–63 (2014).
- [30] W. Soon, R. Connolly, and M. Connolly, Re-evaluating the role of solar variability on Northern Hemisphere temperature trends since the 19th century, *Earth-Science Reviews* **150**, 409–452 (2015).
- [31] S. Solomon, K. H. Rosenlof, R. W. Portmann, et al., Contributions of Stratospheric Water Vapor to Decadal Changes in the Rate of Global Warming, *Science* **327**, 1219–1223 (2010).
- [32] G. A. Meehl, A. X. Hu, J. M. Arblaster, et al., Externally Forced and Internally Generated Decadal Climate Variability Associated with the Interdecadal Pacific Oscillation, *Journal of Climate* **26**, 7298–7310 (2013).

- [33] J. Li, C. Sun, and F.-F. Jin, NAO implicated as a predictor of Northern Hemisphere mean temperature multidecadal variability, *Geophysical Research Letters* **40**, 5497–5502 (2013).
- [34] M. A. Balmaseda, K. E. Trenberth, and E. Källén, Distinctive climate signals in reanalysis of global ocean heat content, *Geophysical Research Letters* **40**, 1754–1759 (2013).
- [35] X. Chen and K.-K. Tung, Varying planetary heat sink led to global-warming slowdown and acceleration, *Science* **345**, 897–903 (2014).
- [36] S. S. Drijfhout, A. T. Blaker, S. A. Josey, et al., Surface warming hiatus caused by increased heat uptake across multiple ocean basins, *Geophysical Research Letters* **41**, 7868–7874 (2014).
- [37] M. Watanabe, H. Shiogama, H. Tatebe, et al., Contribution of natural decadal variability to global warming acceleration and hiatus, *Nature Climate Change* **4**, 893–897 (2014).
- [38] K. E. Trenberth, J. T. Fasullo, G. Branstator, et al., Seasonal aspects of the recent pause in surface warming, *Nature Climate Change* **4**(10), 911–916 (2014).
- [39] S. McGregor, A. Timmermann, M. F. Stuecker, et al., Recent Walker circulation strengthening and Pacific cooling amplified by Atlantic warming, *Nature Climate Change* **4**, 1–5 (2014).
- [40] B. A. Steinman, M. E. Mann, and S. K. Miller, Atlantic and Pacific multidecadal oscillations and Northern Hemisphere temperatures, *Science* **347**, 988–991 (2015).
- [41] X. Guan, H. J., R. Guo, et al., The role of dynamically induced variability in the recent warming trend slowdown over the Northern Hemisphere, *Scientific Reports* **5**, 12669– (2015).
- [42] S.-K. Lee, W. Park, M. O. Baringer, et al., Pacific origin of the abrupt increase in Indian Ocean heat content during the warming hiatus, *Nature Geoscience* **8**, 445–449 (2015).
- [43] V. Nieves, J. K. Willis, and W. C. Patzert, Recent hiatus caused by decadal shift in Indo-Pacific heating, *Science* **349**, 1–7 (2015).
- [44] X. Li, S.-P. Xie, S. Gille, et al., Atlantic-induced pan-tropical climate change over the past three decades, *Nature Climate Change* , 1–6 (2015).
- [45] A. Arora, S. A. Rao, R. Chattopadhyay, et al., Role of Indian Ocean SST variability on the recent global warming hiatus, *Global and Planetary Change* **143**, 21–30 (2016).
- [46] L. Dong and M. J. McPhaden, Interhemispheric SST gradient trends in the Indian Ocean prior to and during the recent global warming hiatus, *Journal of Climate* , 9077–9095 (2016).
- [47] K. Cowtan and R. G. Way, Coverage bias in the HadCRUT4 temperature series and its impact on recent temperature trends, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **140**, 1935–1944 (2014).
- [48] K. Cowtan, Z. Hausfather, E. Hawkins, et al., Robust comparison of climate models with observations using blended land air and ocean sea surface temperatures, *Geophysical Research Letters* **42**, 6526–6534 (2015).
- [49] T. R. Karl, A. Arguez, B. Huang, et al., Possible artifacts of data biases in the recent global surface warming hiatus, *Science* **348**, 1–7 (2015).
- [50] G. Foster and S. Rahmstorf, Global temperature evolution 1979–2010, *Environmental Research Letters* **6**, 1–8 (2011).
- [51] S. Lewandowsky, J. S. Risbey, and N. Oreskes, On the definition and identifiability of the alleged “hiatus” in global warming, *Scientific Reports* **5**, 1–13 (2015).
- [52] S. Lewandowsky, J. S. Risbey, and N. Oreskes, The “Pause” in Global Warming: Turning a Routine Fluctuation into a Problem for Science, *Bulletin of the American Meteorological Society* , 723–733 (2016).

- [53] B. Rajaratnam, J. Romano, M. Tsiang, et al., Debunking the climate hiatus, *Climatic Change* **133**, 129–140 (2015).
- [54] R. K. Kaufmann and D. I. Stern, Evidence for human influence on climate from hemispheric temperature relations, *Nature* **388**, 39–44 (1997).
- [55] P. Perron et al., Dealing with structural breaks, *Palgrave handbook of econometrics* **1**, 278–352 (2006).
- [56] G. Hegerl and F. Zwiers, Use of models in detection and attribution of climate change, *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* **2**, 570–591 (2011).
- [57] T. R. Knutson, F. Zeng, and A. T. Wittenberg, Multimodel Assessment of Regional Surface Temperature Trends: CMIP3 and CMIP5 Twentieth-Century Simulations, *Journal of Climate* **26**, 8709–8743 (2013).
- [58] T. L. Delworth and T. R. Knutson, Simulation of early 20th century global warming, *Science* **287**, 2246–2250 (2000).
- [59] F. Estrada and P. Perron, Extracting and analyzing the warming trend in global and hemispheric temperatures, *Submitted Journal of Time Series Analysis*, 1–36 (2016).
- [60] D. Kim, T. Oka, F. Estrada, et al., Inference related to common breaks in a multivariate system with joined segmented trends with applications to global and hemispheric temperatures, 2017.
- [61] F. Estrada, L. F. Martins, and P. Perron, Characterizing and attributing the warming trend in sea and land surface temperatures, *Atmósfera* **30**, 163–187 (2017).
- [62] J. P. Peixoto and A. H. Oort, American Institute of Physics, 1992.
- [63] A. Monin and Y. Shishkov, Climate as a problem of physics, *Physics-Uspekhi* **43**, 381–406 (2000).
- [64] K. Trenberth, *Global Warming. The Science of Climate Change*, volume 50, Springer, 2001.
- [65] I. M. Vardavas and F. W. Taylor, *Radiation and Climate: Atmospheric energy budget from satellite remote sensing*, volume 138, Oxford University Press, 2011.
- [66] D. L. Hartmann, *Global physical climatology*, volume 103, Newnes, 2015.
- [67] S. C. Moser, Communicating climate change: history, challenges, process and future directions, *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* **1**, 31–53 (2010).
- [68] F. Fourier, “Remarques Générales Sur Les Températures Du Globe Terrestre Et Des Espaces Planétaires, *Annales de Chimie et de Physique* **27**, 67–136 (1824).
- [69] S. Arrhenius, On the Influence of Carbonic Acid in the Air Upon the Temperature of the Ground, *Philosophical Magazine* **41**, 76–237 (1896).
- [70] G. S. Callendar, The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **64**, 223–240 (1938).
- [71] C. D. Keeling, The concentration and isotopic abundances of carbon dioxide in the atmosphere, *Tellus* **12**, 200–203 (1960).
- [72] T. J. Crowley and G. R. North, Abrupt Climate Change and Extinction Events in Earth History, *Science* **240**, 996–1002 (1988).
- [73] N. Oreskes, Beyond the ivory tower: The Scientific Consensus on Climate Change, *Science* **306**, 1686–1686 (2004).
- [74] J. Hansen, M. Sato, P. Kharecha, et al., Earth’s energy imbalance and implications, *Atmospheric Chemistry and Physics* **11**, 13421–13449 (2011).

- [75] K. Hasselmann, Multi-pattern fingerprint method for detection and attribution of climate change, *Climate Dynamics* **13**, 601–611 (1997).
- [76] M. R. Allen and S. F. Tett, Checking for model consistency in optimal fingerprinting, *Climate Dynamics* **15**, 419–434 (1999).
- [77] F. Estrada and P. Perron, Detection and attribution of climate change through econometric methods, *Boletín de la Sociedad Matemática Mexicana* **20**, 107–136 (2014).
- [78] M. R. Allen, N. P. Gillett, J. A. Kettleborough, et al., Quantifying anthropogenic influence on recent near-surface temperature change, *Surveys in Geophysics* **27**, 491–544 (2006).
- [79] W. A. Woodward and H. L. Gray, Global warming and the problem of testing for trend in time series data, *Journal of Climate* **6**, 953–962 (1993).
- [80] W. A. Woodward and H. L. Gray, Selecting a model for detecting the presence of a trend, *Journal of Climate* **8**, 1929–1937 (1995).
- [81] P. Bloomfield, Trend in global temperature, *Climatic Change* **21**, 1–16 (1992).
- [82] P. Bloomfield and D. Nychka, Climate spectra and detecting climate change, *Climatic Change* **21**, 275–287 (1992).
- [83] R. T. Baillie and S.-K. Chung, Modeling and forecasting from trend-stationary long memory models with applications to climatology, *International Journal of Forecasting* **18**, 215–226 (2002).
- [84] T. B. Fomby and T. J. Vogelsang, The application of size-robust trend statistics to global-warming temperature series, *Journal of Climate* **15**, 117–123 (2002).
- [85] R. K. Kaufmann, H. Kauppi, and J. H. Stock, The relationship between radiative forcing and temperature: what do statistical analyses of the instrumental temperature record measure?, *Climatic Change* **77**, 279–289 (2006).
- [86] R. K. Kaufmann, H. Kauppi, M. L. Mann, et al., Reconciling anthropogenic climate change with observed temperature 1998–2008, *Proceedings of the National Academy of Sciences* **108**, 11790–11793 (2011).
- [87] F. Estrada, P. Perron, C. Gay, et al., A time-series analysis of the 20th century climate simulations produced for the IPCC’s fourth assessment report, *PLoS ONE* **8**, 1–10 (2013).
- [88] F. Estrada, C. Gay, and A. Sánchez, A reply to “Does temperature contain a stochastic trend? Evaluating conflicting statistical results” by Kaufmann et al, *Climatic change* **101**, 407–414 (2010).
- [89] B. D. Santer, U. Mikolajewicz, W. Brüggemann, et al., Ocean variability and its influence on the detectability of greenhouse warming signals, *Journal of Geophysical Research: Oceans* **100**, 10693–10725 (1995).
- [90] B. D. Santer, C. Mears, F. Wentz, et al., Identification of human-induced changes in atmospheric moisture content, *Proceedings of the National Academy of Sciences* **104**, 15248–15253 (2007).
- [91] K. M. Willett, N. P. Gillett, P. D. Jones, et al., Attribution of observed surface humidity changes to human influence, *Nature* **449**, 710 (2007).
- [92] H. Von Storch, A. Barkhordarian, K. Hasselmann, et al., Can climate models explain the recent stagnation in global warming?, *Academia. edu* (2013).
- [93] A. Hannart, Integrated optimal fingerprinting: method description and illustration, *Journal of Climate* **29**, 1977–1998 (2016).
- [94] N. P. Gillett, H. Shiogama, B. Funke, et al., The Detection and Attribution Model Intercomparison Project (DAMIP v1. 0) contribution to CMIP6, *Geoscientific Model Development* **9**, 3685–3697 (2016).

- [95] J. A. Church, N. J. White, L. F. Konikow, et al., Revisiting the Earth's sea-level and energy budgets from 1961 to 2008, *Geophysical Research Letters* **38**, 1–8 (2011).
- [96] P. T. Doran and M. K. Zimmerman, Examining the Scientific Consensus on Climate Change, *Eos Transactions American Geophysical Union* **90**, 22–23 (2009).
- [97] J. P. Abraham, M. Baringer, N. L. Bindoff, et al., A review of global ocean temperature observations: Implications for ocean heat content estimates and climate change, *Reviews of Geophysics* **51**, 450–483 (2013).
- [98] P. Durack, P. Gleckler, F. Landerer, et al., Quantifying underestimates of long-term upper-ocean warming, *Nature Climate Change* **4**, 999–1005 (2014).
- [99] B. D. Santer, C. Mears, C. Doutriaux, et al., Separating signal and noise in atmospheric temperature changes: The importance of timescale, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **116**, 1–19 (2011).
- [100] B. D. Santer, J. F. Painter, C. A. Mears, et al., Identifying human influences on atmospheric temperature, *Proceedings of the National Academy of Sciences* **110**, 26–33 (2013).
- [101] J. C. Fyfe, K. Von Salzen, J. N. S. Cole, et al., Surface response to stratospheric aerosol changes in a coupled atmosphere-ocean model, *Geophysical Research Letters* **40**, 584–588 (2013).
- [102] K. E. Trenberth, Has there been a hiatus?, *Science* **349**, 691–692 (2015).
- [103] G. Flato, J. Marotzke, B. Abiodun, et al., Evaluation of Climate Models, in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the IPCC*, edited by T. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, et al., pages 741–866, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2013.
- [104] J. Knight, J. Kennedy, C. Folland, et al., Do global temperature trends over the last decade falsify climate predictions? [in “State of the Climate in 2008”], *Bull. Am. Meteorol. Soc* **90**, S22–S23 (2009).
- [105] S. Wang, X. Wen, Y. Luo, et al., Does the global warming pause in the last decade: 1999–2008?, *Advances in Climate Change Research* **1**, 49–54 (2010).
- [106] H. Jian-Bin, W. Shao-Wu, L. Yong, et al., Debates on the causes of global warming, *Advances in Climate Change Research* **3**, 38–44 (2012).
- [107] A. Otto, F. E. L. Otto, O. Boucher, et al., Energy budget constraints on climate response, *Nature Geoscience* **6**, 415–416 (2013).
- [108] D. Smith, Oceanography: Has global warming stalled?, *Nature Climate Change* **3**, 618–619 (2013).
- [109] B. D. Santer, C. Bonfils, J. F. Painter, et al., Volcanic contribution to decadal changes in tropospheric temperature, *Nature Geoscience* **7**, 185–189 (2014).
- [110] M. T. Boykoff, Media discourse on the climate slowdown, *Nature Climate Change* **4**, 156–158 (2014).
- [111] E. Hawkins, T. Edwards, and D. McNeall, Pause for thought, *Nature Climate Change* **4**, 154–156 (2014).
- [112] J. Marotzke and P. M. Forster, Forcing, feedback and internal variability in global temperature trends, *Nature* **517**, 565–570 (2015).
- [113] S.-P. Xie, Oceanography: Leading the hiatus research surge, *Nature Climate Change* **6**, 345–346 (2016).
- [114] R. A. Kerr, What Happened to Global Warming? Scientists Say Just Wait a Bit, *Science* **326**, 28–29 (2009).

- [115] C. A. Mears, F. J. Wentz, P. Thorne, et al., Assessing uncertainty in estimates of atmospheric temperature changes from MSU and AMSU using a Monte-Carlo estimation technique, *Journal of Geophysical Research* **116**, 1–16 (2011).
- [116] P. Thorne, S. Outten, I. Bethke, et al., Investigating the recent apparent hiatus in surface temperature increases: 2. Comparison of model ensembles to observational estimates, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **120**, 8597–8620 (2015).
- [117] J. S. Risbey, S. Lewandowsky, J. S. Risbey, et al., Well-estimated global surface warming in climate projections selected for ENSO phase, *Nature Climate Change* **4**, 835–840 (2014).
- [118] C. M. Domingues, J. A. Church, N. J. White, et al., Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise, *Nature* **453**, 1090–1093 (2008).
- [119] S. C. Sherwood and N. Nishant, Atmospheric changes through 2012 as shown by iteratively homogenized radiosonde temperature and wind data (IUKv2), *Environmental Research Letters* **10**, 1–7 (2015).
- [120] S. Po-Chedley, T. J. Thorsen, and Q. Fu, Removing diurnal cycle contamination in satellite-derived tropospheric temperatures: understanding tropical tropospheric trend discrepancies, *Journal of Climate* **28**, 2274–2290 (2015).
- [121] A. Robock, Volcanic eruptions and climate, *Reviews of Geophysics* **38**(2), 191–219 (2000).
- [122] S. M. Andersson, B. G. Martinsson, and J.-P. Vernier, Significant radiative impact of volcanic aerosol in the lowermost stratosphere, *Nature Communications* **6**, 1–8 (2015).
- [123] K. S. Carslaw, L. A. Lee, C. L. Reddington, et al., Large contribution of natural aerosols to uncertainty in indirect forcing, *Nature* **503**, 67–79 (2013).
- [124] G. A. Meehl and H. Teng, CMIP5 multi-model hindcasts for the mid-1970s shift and early 2000s hiatus and predictions for 2016-2035, *Geophysical Research Letters* **41**, 1711–1716 (2014).
- [125] G. Flato, J. Marotzke, B. Abiodun, et al., Evaluation of Climate Models. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, *Climate Change 2013* **5**, 741–866 (2013).
- [126] C. v. Katsman and G. J. van Oldenborgh, Tracing the upper ocean’s “missing heat”, *Geophysical research letters* **38**, 1–5 (2011).
- [127] A. Clement and P. DiNezio, The Tropical Pacific Ocean—Back in the Driver’s Seat?, *Science* **343**, 976–978 (2014).
- [128] D. Roemmich, J. Church, J. Gilson, et al., Unabated planetary warming and its ocean structure since 2006, *Nature Climate Change* **5**, 240–245 (2015).
- [129] S. B. Goldenberg, The Recent Increase in Atlantic Hurricane Activity: Causes and Implications, *Science* **293**, 474–479 (2001).
- [130] N. J. Mantua, S. R. Hare, Y. Zhang, et al., A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production, *Bulletin of the American Meteorological Society* **78**, 1069–1079 (1997).
- [131] M. Watanabe, Y. Kamae, M. Yoshimori, et al., Strengthening of ocean heat uptake efficiency associated with the recent climate hiatus, *Geophysical Research Letters* **40**, 3175–3179 (2013).
- [132] L. Dong and M. J. McPhaden, The role of external forcing and internal variability in regulating global mean surface temperatures on decadal timescales, *Environmental Research Letters* **12**, 1–10 (2017).
- [133] F. Kucharski, I.-S. Kang, R. Farneti, and L. Feudale, Tropical Pacific response to 20th century Atlantic warming, *Geophysical Research Letters* **38**, 1–5 (2011).

- [134] J.-J. Luo, W. Sasaki, and Y. Masumoto, Indian Ocean warming modulates Pacific climate change, *Proceedings of the National Academy of Sciences* **109**, 18701–18706 (2012).
- [135] H. Ding, R. J. Greatbatch, M. Latif, et al., Hindcast of the 1976/77 and 1998/99 Climate Shifts in the Pacific, *Journal of Climate* **26**, 7650–7661 (2013).
- [136] D. Gujarati, *Basic Econometrics*, Tata McGraw-Hill Education, fourth edition, 2009.
- [137] W. Enders, *Applied Econometric Time Series*, Wiley Series in Probability and Statistics, Wiley, 4 edition, 2014.
- [138] G. S. Maddala and I.-M. Kim, *Unit Roots, Cointegration, and Structural Change*, Number 4, Cambridge University Press, 1998.
- [139] D. S. Wilks, *Statistical methods in the atmospheric sciences*, volume 100, Academic press, 2011.
- [140] D. A. Dickey and W. A. Fuller, Distribution of the Estimators for Autoregressive Time Series with a Unit Root, *Journal of the American Statistical Association* **74**, 427–431 (1979).
- [141] S. E. Said and D. A. Dickey, Testing for Unit Roots in Autoregressive-Moving Average Models of Unknown Order, *Biometrika* **71**, 599–607 (1984).
- [142] D. Kwiatkowski, P. C. B. Phillips, P. Schmidt, et al., Testing the null hypothesis of stationarity against the alternative of a unit root: How sure are we that economic time series have a unit root?, *Journal of Econometrics* **54**, 159–178 (1992).
- [143] G. Elliott, T. J. Rothenberg, and J. H. Stock, Efficient Tests for an Autoregressive Unit Root, *Econometrica* **64**, 813–836 (1996).
- [144] P. Perron, The Great Crash, the Oil Price Shock, and the Unit Root Hypothesis, *Econometrica* **57**, 1361–1401 (1989).
- [145] P. Perron, Trend, unit root and structural change in macroeconomic time series, in *Cointegration*, pages 113–146, Springer, 1994.
- [146] P. Perron and T. Yabu, Testing for Shifts in Trend With an Integrated or Stationary Noise Component, *Journal of Business and Economic Statistics* **27**, 369–396 (2009).
- [147] P. Perron and T. Yabu, Estimating deterministic trends with an integrated or stationary noise component, *Journal of Econometrics* **151**, 56–69 (2009).
- [148] D. Kim and P. Perron, Unit root tests allowing for a break in the trend function at an unknown time under both the null and alternative hypotheses, *Journal of Econometrics* **148**, 1–13 (2009).
- [149] G. E. P. Box and G. C. Tiao, Intervention Analysis with Applications to Economic and Environmental Problems, *Journal of the American Statistical Association* **70**, 70–79 (1975).
- [150] P. Perron and T. Vogelsang, Erratum: The Great Cash, the Oil Price Shock and the Unit Root Hypothesis, *Econometrica* **61** (1993).
- [151] H. J. Bierens, Nonparametric Nonlinear Cotrending Analysis, with an Application to Interest and Inflation in the United States, *Journal of Business and Economic Statistics* **18**, 323–337 (2000).
- [152] R. H. Stewart, *Introduction to Physical Oceanography*, Texas A & M University, 2008.
- [153] S. E. Schwartz, Determination of Earth’s Transient and Equilibrium Climate Sensitivities from Observations Over the Twentieth Century: Strong Dependence on Assumed Forcing, *Surveys in Geophysics* **33**, 745–777 (2012).
- [154] F. Estrada and P. Perron, Extracting and Analyzing the Warming Trend in Global and Hemispheric Temperatures, *Journal of Time Series Analysis* , 1–39 (2017).