

Universidad de la República

Interacciones de los efectos de los Scu
del Atlántico Sud Oriental y el Pacífico
sud Oriental sobre el clima global
simulado por modelos generales de
atmósfera y océano acoplados

por

Mariana Molinari

Este trabajo se enmarca como Trabajo final de grado
de la Licenciatura en Ciencias de la Atmósfera

Facultad de Ingeniería - Facultad de Ciencias

Tutor: Dr. Gabriel Cazes

26 de octubre de 2023

Dedicada a quienes se atreven a soñar

Universidad de la República

Resumen

Facultad de Ingeniería - Facultad de Ciencias

Tutor: Dr. Gabriel Cazes

Trabajo final de Grado

por Mariana Molinari

El presente trabajo examina la sensibilidad de las simulaciones climáticas por un AGCM acoplado con respecto a la incidencia y las propiedades radiativas de los estratocúmulos marinos (Scu) en la parte sureste de los océanos Pacífico y Atlántico considerando 10 años, analizando tanto las medias anuales como el ciclo anual.

Las simulaciones realizadas son: una simulación de control, un conjunto de tres simulaciones que prescriben en regiones seleccionadas valores que corresponderían a Scu, y otro conjunto de tres simulaciones que prescriben espesores ópticos nulos asociados a Scu en las mismas regiones consideradas en el conjunto anterior. Los resultados del experimento de control son consistentes con los de estudios previos que utilizaron este modelo acoplado.

Se ha encontrado que los Scu afectan considerablemente la TSM y los patrones de precipitación en la zona tropical de los océanos y, a través de ellos, la circulación atmosférica global tropical y extratropical. Estos cambios producen efectos sobre la ITCZ, encontrándose que al prescribir los Scu se genera una ITCZ más realista.

Los cambios en la circulación pueden contribuir a la formación de fenómenos como la Niña/Niño, dado que se encontraron a niveles altos, ciclones/anticiclones aproximadamente simétricos respecto al ecuador al oeste de las modificaciones de los Scu, se propone como hipótesis que los resultados son consistentes con la respuesta a un calentamiento ecuatorial desarrollado por A. Gill, esto fue encontrado tanto en el análisis decadal como en el análisis de los meses de Marzo y Junio, siendo el mes de Marzo el que presento cambios de mayor magnitud.

Índice

Resumen	II
1. Introducción	1
1.1. Antecedentes	1
1.2. El Modelado atmosférico	3
1.3. Objetivos	5
1.3.1. Objetivos Específicos	5
1.4. Organización de la tesis	6
2. Datos	7
2.1. El modelo de la UCLA	7
2.2. UCLA Acoplado	8
3. Metodología	11
3.1. Generación de experimentos	11
3.1.1. Características de los experimentos	11
3.1.2. Procedimiento	14
3.2. Test Monte Carlo	17
4. Resultados	18
4.1. Resultados del Experimento de Control	19
4.1.1. Medias anuales	19
4.1.2. Ciclo anual de variables seleccionadas. Simulación de Control e influencia de los Scu prescritos en las cuencas Atlántica y Pacífica	24
4.1.2.1. Comparación con los datos de la NOAA	24
4.2. Efectos netos de los Scu: Diferencias entre simulaciones sin Scu y prescritas	28
4.2.1. Medias anuales: TSM	28
4.2.2. Precipitación	30
4.2.3. Circulación	33
4.2.4. Influencia neta de los Scu en las cuencas: Atlántica y Pacífica en el ciclo anual	37
4.3. Casos especiales dentro del ciclo anual: Meses de Marzo y Junio	41
5. Síntesis y Conclusiones	52

ÍNDICE	IV
Anexos	56
A. Función corriente y potencial	57
B. Modelo de aguas someras: Ondas de Kelvin y Rossby	58
B.1. Modelo de A. Gill	64
C. Caso Particular: Noviembre	72
Bibliografía	77

Capítulo 1

Introducción

Los stratocumulos (Scu) son nubes bajas por lo que emiten a una temperatura cercana a la temperatura en superficie y tienen un gran poder de reflexión. En particular los Scu marinos cubren una parte considerable de los océanos del mundo. Son particularmente frecuentes a lo largo de las costas occidentales de los continentes. Dentro de las regiones donde se observa una elevada incidencia de Scu marinos se destacan las regiones costeras: peruana-chilena, la namibiana-angoleña, la californiana, la canaria, existe una quinta región frente a la costa oeste de Australia pero esta no presenta los sesgos consistentes de la temperatura de superficie de mar (TSM) observados en las otras cuatro regiones [1].

Debido a su alta reflectividad, desempeñan un papel importante en la determinación de los flujos radiativos en el océano [[2], [3], [4]], y tienen la capacidad de afectar la TSM tanto en las regiones donde estos ocurren como en regiones remotas.

1.1. Antecedentes

Los efectos causados por los Scu se pueden observar en el estudio de Ma et al. [2], en el que se realizan simulaciones con un modelo de atmósfera global acoplado con un modelo oceánico del Pacífico tropical. Los autores prescriben nubes tipo Scu en una región del Pacífico tropical sud oriental en donde se observa una incidencia elevada de estas nubes. El modelo que utilizaron presentaba una subestimación la incidencia de Scu en esta región. La simulación con Scu prescritos presentó cambios respecto a las simulaciones de control que se extendían en toda la cuenca del Pacífico tropical, demostrando la importancia de una correcta simulación de los Scu para la simulación del sistema acoplado de atmósfera y océano.

Por otra parte, se encuentra que varios modelos generales acoplados de océano y atmósfera presentan desvíos sistemáticos positivos de TSM en la región de interés. Los trabajos de Bruegem et al. [5], Richter [1] y Hu et al. [6] entre otros, analizan posibles causas de estos desvíos sistemáticos. Bruegem et al. [5] indican la posibilidad de que los modelos de océano exageren la simulación de capas de barrera (BL por sus siglas en inglés), que inhiben el arrastre turbulento hacia el interior de la capa límite oceánica del agua relativamente más fría que se encuentra por debajo de la misma. Estos desvíos sistemáticos pueden retroalimentarse con la simulación de los Scu. Por otra parte, Richter [1] enumera las posibles causas por las que muchos modelos acoplados muestran desvíos cálidos en los bordes orientales de las diferentes cuencas oceánicas. En particular, señala que los efectos de las simulaciones de los vientos a lo largo de las costas se presentan más débiles que los observados, además indica que los modelos generan una subestimación de la cobertura de los Scu en estas regiones, he indica que el transporte fuera de la costa (de agua fría) debido a los vórtices oceánicos de meso escala es insuficientemente representado por los modelos, también indica que los modelos presentan una sobrestimación del gradiente térmico de la termoclina. Por otro lado Hu et al. [6] estudian los errores producidos sobre las nubes bajas en el Atlántico suroriental por el modelo NCEP CFS, y su asociación con la estabilidad de la troposfera inferior y la interacción aire-mar. Los autores encuentran que el CFS produce muy pocas nubes bajas en el Atlántico sudoriental y demasiadas nubes altas en todo el Atlántico tropical. También encuentran un desplazamiento del centro de las nubes bajas hacia el oeste en el modelo alejando la región hacia el océano central. Ellos mencionan que la subestimación de las nubes bajas en el sudeste del Atlántico puede ser una de las fuentes potenciales de los sesgos cálidos de la TSM en esta región.

Como consecuencia de los análisis citados, se plantea que debido a los mecanismos de retroalimentación positiva entre la TSM y la incidencia de los Scu existe la posibilidad de que las simulaciones de los sistemas acoplados océano-atmósfera cometan errores importantes en ambas variables, lo que puede conducir a derivas poco realistas del clima en las simulaciones [[7], [8]]. En particular, Mechoso et al [9] señala la tendencia de algunos modelos acoplados a producir una doble ITCZ simétrica respecto al ecuador. Este defecto se ve aliviado cuando los modelos acoplados incluyen simulaciones realistas de los Scu, al menos en el océano Pacífico [[2], [10]].

Como los efectos de la simulación de la TSM y los Scu en la región de interés se extienden a la región de la zona de convergencia intertropical del Atlántico (AITCZ por sus siglas en inglés), indirectamente pueden afectar la simulación del clima en otras regiones, afectadas por la AITCZ. En este sentido hacemos notar varios estudios que muestran los efectos de la variabilidad de la AITCZ en el clima de África, de América del Sur, e incluso del Océano Pacífico. Losada et al. [11] encuentran que las anomalías de la TSM en el

Atlántico tropical se han asociado con anomalías de precipitación en África occidental, estas forman un patrón dipolo con centros sobre el Sahel y el Golfo de Guinea además encontraron un vínculo entre la TSM del Pacífico tropical y el clima de África. También analizan cambios en la covariabilidad de las precipitaciones en el Sahel y la TSM tropical global en períodos multidecádicos. Por otro lado, Barreiro y Tipmann [12] abordan como la TSM pueden afectar las precipitaciones en América del Sur, en particular encuentran que el estado del Atlántico ecuatorial durante los años en los que se produce el fenómeno del Niño puede modular su influencia sobre las precipitaciones en el sudeste de América del Sur, de modo que cuando el Atlántico ecuatorial está cálido, la influencia de El Niño es más débil. Esta influencia del Atlántico se produce a través de la respuesta de los vientos de bajo nivel a las anomalías de la TSM. Otros trabajos que analizan la modulación del Niño con el Atlántico central, son los trabajos de Rodriguez-Fonseca et al [13] y Martin-Rey et al [14], en el primero de estos analizan datos observados y salidas de AGCM acoplados, de variables vinculadas con la conexión Niño Atlántico-Pacífico, encontrando un vínculo apreciable entre ambos fenómenos, ellos explican que el mecanismo que puede estar favoreciendo esta interconexión (para la fase atlántica positiva) implica el fortalecimiento de la circulación de Walker con una rama ascendente sobre el Atlántico y una descendente sobre el Pacífico central. La mayor divergencia superficial en esta última región reduce los procesos acoplados que desencadenan la termoclina ecuatorial y favorecen el desarrollo del fenómeno de La Niña del Pacífico. En el caso del trabajo de Martin-Rey et al. [14] presentan este vínculo mediante un estudio estadístico de validación cruzada entre el Niño y la TSM atlántica recuperando un vínculo entre ambas.

1.2. El Modelado atmosférico

Hasta comienzos del siglo XX la meteorología se había desarrollado como una ciencia principalmente empírica basada en la observación en superficie.

En 1904 V. Bjerknes propone que es necesario saber el estado inicial y las leyes físicas con las cuales los fenómenos se desarrollan para poder pronosticar. El sugiere que es posible modelar la atmósfera y llega a desarrollar ecuaciones para usarse en el pronóstico del tiempo pero fue necesario esperar hasta 1922 para tener el primer sistema de predicción numérica del tiempo el cual fue desarrollado por L. F. Richardson, sus técnicas son similares a las que se usan hoy. Estas técnicas recién pudieron volcarse en modelos con la aparición de las computadoras.

Uno de los grandes inconvenientes que debió y debe sortear el modelado atmosférico es que las ecuaciones primitivas son muy sensibles a las condiciones iniciales. A menos

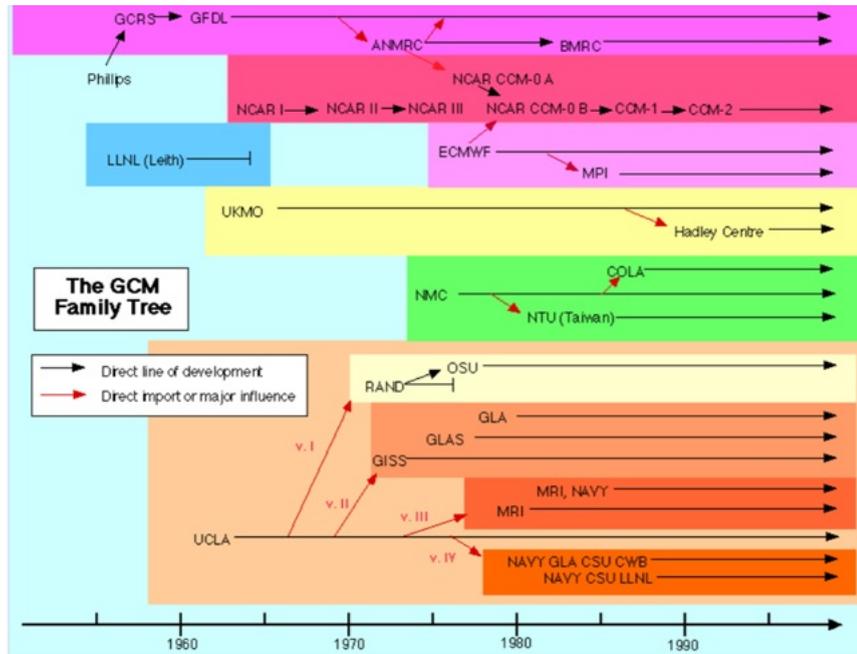


FIGURA 1.1: Evolución de los modelos

que las condiciones iniciales estén balanceadas el modelo generará ondas de gravedad de gran amplitud al tratar de llegar a un equilibrio geostrófico aproximado. Una solución para evitar el ajuste inicial del modelo es usar un modelo de asimilación de datos para generar unas condiciones iniciales que sean consistente dinámicamente con las que luego será alimentado el modelo de atmósfera.

Los primeros modelos numéricos exitosos de predicción del tiempo usaron la aproximación cuasigeostrófica (Charney, Fjortoft y von Neumann, 1950). Esta aproximación permite eliminar el problema de balancear las condiciones iniciales. En la Figura 1.1 se puede apreciar como han ido evolucionando los modelos a medida del tiempo y como se han ido ramificando.

Los modelos de circulación general atmosféricos comenzaron a desarrollarse en los años 1960, basados en las ecuaciones primitivas desarrolladas por Bjerknes/Richardson.

En 1963 J. Smagorinsky fue el primero en desarrollar un Modelo de Circulación General de la Atmósfera (AGCM) en el Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL, Princeton, EE.UU.) mientras que Bryan y Cox (1967) desarrollaron el primer Modelo de Circulación General Oceánica (OGCM) también en GFDL. Recién en 1969 Manabe y Bryan desarrollaron el primer modelo acoplado océano-atmósfera combinando los modelos oceánicos y atmosféricos en el GFDL.[15].

El modelo de la UCLA el cual utilizamos en este trabajo comenzó a desarrollarse en la década de los 60. Actualmente el modelo UCLA AGCM acoplado con modelos globales

de océano, presenta incidencias de los Scu marinos bastante realistas, tanto en el Pacífico tropical sub oriental como en otras zonas de elevada incidencia observada [[16], [17]]. Se hace posible entonces analizar los efectos de los Scu marinos no solo prescribiéndolos en las simulaciones como en el trabajo de Ma et al. [2], si no también realizando simulaciones que ignoren a los mismos en regiones específicas.

Este estudio se concentrará en analizar los efectos de los Scu considerando la región del Atlántico sud oriental, y del Pacífico sud oriental por separado y en conjunto. Se realizó una simulación acoplada de control, la cual simula la incidencia de los Scu según la dinámica propia del modelo [16], simulaciones acopladas que ignoren los efectos radiativos de los Scu en una región que incluya la región de elevada incidencia de los Scu del Atlántico sud oriental y el Pacífico sud oriental y simulaciones donde se prescribirán los Scu en dichas regiones.

1.3. Objetivos

El objetivo general de este trabajo consiste en estudiar las interacciones entre los efectos radiativos de los Scu del Atlántico Sud Oriental y del Pacífico Sud Oriental, en el clima global simulado por modelos generales de atmósfera y océano acoplados. Estudiando la sensibilidad del modelo de la UCLA-OGCM a los cambios de los Scu.

1.3.1. Objetivos Específicos

Específicamente se buscó, mediante simulaciones donde se prescriben y se quitan los SCU en las regiones de interés:

- Analizar efectos de los Scu marinos del Atlántico Sud oriental y del Pacífico Sud oriental sobre la TSM, y sobre la precipitación global.
- Analizar los efectos de los Scu sobre la ITCZ.
- Analizar los cambios producidos en la circulación mediante el análisis de la función corriente y potencial.

Además se evaluará la capacidad del modelo de la UCLA-OGCM de representar el clima global al compararlo con los datos de la NOAA y los cambios que los Scu provocan en las simulaciones con respecto al estado base.

Estos análisis se harán promediando medias anuales de 10 años y en particular para los meses de marzo y junio meses de especial interés para la cuenca Atlántica y Pacífica.

1.4. Organización de la tesis

Esta tesis esta organizada en 5 capítulos y 3 anexos. La introducción, motivación y objetivos del trabajo se describen en el primer capítulo mientras que en el segundo se describen los datos con una breve descripción del modelo utilizado, por su parte en el capítulo 3 nos encontramos con la metodología utilizada para realizar y analizar las distintas simulaciones.

En el capítulo 4 se encuentran los resultados, primeramente se muestran las medias anuales del experimento de control, luego los resultados para el ciclo anual donde se aprovecha a comparar los resultados del experimento de control y prescritos con los análisis de la NOAA a nivel de TSM y precipitación, luego se pasa a realizar un análisis de los efectos netos de los Scu analizando las diferencias entre los experimentos No-Scu y prescritos, para ello se examinan los cambios producidos en la TSM, la precipitación y la circulación, todos de forma decadal. También se analiza el ciclo anual de las diferencias sobre las cuencas Atlántica y Pacífica. Finalmente se muestran los resultados para los meses de Marzo y Junio.

En el capítulo 5 se presentan los comentarios generales y las conclusiones.

Por otra parte los anexos se componen por un Anexo 1 donde se encuentra una breve descripción sobre la función corriente y potencial, el Anexo 2 donde se describen las ecuaciones que gobiernan el modelo de aguas someras y el modelo de A. Gill para calentamientos y finalmente el Anexo 3 donde se muestran los resultados obtenidos para el mes de noviembre mes de especial interés para los experimentos donde se modifican los Scu en el océano Pacífico.

Por último se encuentra la bibliografía citada para la realización de este trabajo en el orden que fueron apareciendo en el texto.

Capítulo 2

Datos

En este trabajo se realizaron simulaciones con el modelo UCLA-OGCM los cuales describiremos en este capítulo.

Adicionalmente se utilizaron datos de radiación de onda corta en superficie del proyecto SRB (Surface Radiation Budget) en su versión 3.0 para compararlos con los datos de control y así ajustar los experimentos prescritos. El proyecto SRB muestra, mediante diferentes algoritmos, valores de satélite para todo el globo de distintas variables como ser la radiación de onda corta [18].

Para corroborar los resultados obtenidos por el modelo de la UCLA-OGCM se utilizaron datos de TSM y precipitación correspondientes al reanálisis NCEP-NCAR [19] los cuales denotaremos como datos NOAA en el resto de este trabajo.

2.1. El modelo de la UCLA

Para realizar los experimentos se utilizó el modelo de la UCLA AGCM como su nombre lo indica es un modelo de circulación global atmosférico, existente desde mediados de los 60. Es un modelo de punto de cuadrícula de última generación de la atmósfera global que se extiende desde la superficie de la Tierra hasta una altura de 50 km. La diferenciación horizontal se realiza con la grilla C y se basa en una versión de cuarto orden del esquema de Arazawa y Lamb [20], conservativo de energía total y enstrofia potencial total. En la dirección vertical considera una coordenada sigma de presión y tiene una discretización en grilla de Lorenz [21]. Utiliza parametrizaciones de convección profunda según Pan y Randall [22], de radiación según Harchvandan et al. [23], [24] y de capa límite planetaria según Konor [16], es decir se basa en una capa bien mezclada.

El UCLA AGCM es un código complejo que representa muchos procesos físicos. A pesar de la complejidad del código, se identifican 2 grupos de funciones:

- AGCM/Dynamics, donde se calcula la evolución del flujo de los fluidos gobernados por las ecuaciones apropiadas (las ecuaciones primitivas escritas en diferencias finitas) [25]
- AGCM/Physics donde se calcula el efecto de los procesos no resueltos en la grilla del modelo (como la convección en escalas de nubes), en procesos que son resueltos por ella como el flujo a gran escala. En este trabajo realizaremos modificaciones sobre la parte física de este.

El código de éste está programado en Fortran y se ejecuta únicamente con el compilador de Intel-Fortran.

2.2. UCLA Acoplado

Este modelo se acopla con el OGCM del Massachusetts Institute of Technology (MIT OGCM). Cazes Boezio et al [26] describen el sistema acoplado y lo utilizan en predicciones experimentales de El Niño y La Niña. El MIT OGCM se describe en Marshall et al. [27], emplea el esquema de mezcla vertical K Profile Parameterization (KPP) de Large et al. [28] y los esquemas de mezcla de isopícnica de Redi [29] y Gent y McWilliams [30], con reducción de superficie como en Large et al [31]. En la parte inferior y en los límites laterales se aplican condiciones antideslizantes y de deslizamiento libre, respectivamente. En la parte superior, se aplica una condición de superficie libre. El dominio MIT OGCM abarca las latitudes 80°S a 79°N.

El OGCM también tiene dos componentes principales:

OGCM/Baroclinic, donde se determina la desviación de los campos de velocidad, temperatura y salinidad promediados verticalmente.

OGCM/Barotropic, donde se determina las distribuciones promediadas verticalmente de esos campos.

De este modo el GCM atmósfera-océano acoplado, se puede dividir en cuatro componentes permitiendo una utilización más sencilla al poder ejecutarse en simultáneo sus distintos componentes.

Cuando se ejecuta en un solo nodo, los códigos AGCM y OGCM se ejecutan secuencialmente e intercambian información correspondiente a la interfaz aire-mar. En estos casos primeramente se integra el OGCM durante un período de tiempo fijo y luego este transfiere la temperatura de la superficie del mar promediada en el tiempo al AGCM.

Las transferencias de datos, incluidas las interpolaciones requeridas por las diferencias en la resolución de la cuadrícula entre los componentes del modelo, se realizan mediante un conjunto de rutinas de acoplamiento.

Cuando se ejecuta en varios nodos, como en nuestro caso que usamos 11, se utiliza un esquema que permite que los dos códigos se ejecuten en paralelo. Como el AGCM/Dynamics no intercambia datos con OGCM, estos componentes pueden ejecutarse simultáneamente. Mientras que el AGCM/Physics puede comenzar tan pronto como OGCM/Baroclinic complete su cálculo, y le pase la temperatura de la superficie del mar, pudiendo de esta forma ejecutarse en paralelo con OGCM/Barotropic. La siguiente Figura (2.1) es un esquema de esta estrategia de ejecución, la cual es posible bajo el supuesto de que se puede despreciar la sobrecarga debida a la distribución y que los componentes del modelo que se ejecutan en paralelo están perfectamente equilibrados.

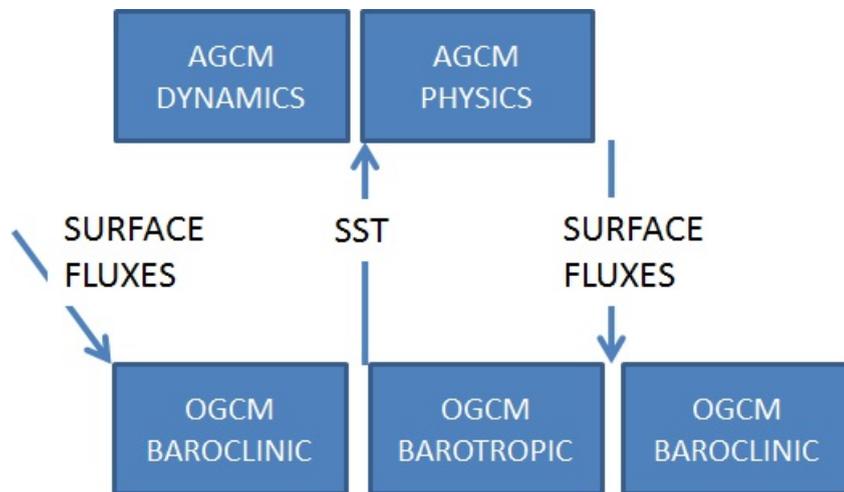


FIGURA 2.1: Esquema de ejecución

Para indicarle al modelo que vamos a trabajar en un modelo acoplado es necesario acceder al archivo *"UserOptions.h"*, en este, la variable *OD_Package = 1* indica si será ejecutado de forma acoplado, en caso contrario, si esta variable se encuentra en 0 el AGCM se ejecutará de forma independiente con condiciones prescritas sobre los puntos del océano.

En este trabajo se realizarán simulaciones en el modelo de la UCLA AGCM acoplado con el OGCM del Massachusetts Institute of Technology (MIT OGCM), ejecutando en varios nodos según el esquema descrito anteriormente. Se realizará, además de una simulación de control, simulaciones en la que se ignorarán los efectos radiativos de los *Scu* en las regiones de interés y donde se prescriben.

Por razones de costo computacional se considerarán simulaciones de trece años, diez de ellos para analizar y tres que se descartan para asegurar de esta forma la estabilización

del modelo. La resolución horizontal utilizada para el AGCM fue de 2.5° de longitud por 2° de latitud, y se tendrá 29 niveles en la vertical. Mientras que la resolución del modelo de OGCM en la dirección zonal es 1° y en la dirección meridional será 0.3° cerca de la zona del ecuador, aumentando a 1° al alejarnos hacia los trópicos. Posee 46 niveles en la vertical, con espesores que van de 10 a 400 m.

Capítulo 3

Metodología

3.1. Generación de experimentos

En esta sección describiremos las principales características de los distintos experimentos y los parámetros con los cuales se generaron.

3.1.1. Características de los experimentos

Se generaron 7 experimentos donde se modificaron los Scu en distintas regiones.

En primer lugar se generó un experimento de Control el cual consiste en realizar las simulaciones con el sistema en el mejor estado de calibración disponible, lo que permite simulaciones razonablemente realistas.

Las simulaciones comenzaron como reinicio de otra simulación que ya paso por una etapa transitoria a partir de una inicialización referida a re-análisis de océano y atmósfera, y que se encuentra en un régimen razonable respecto a la climatología del propio modelo acoplado.

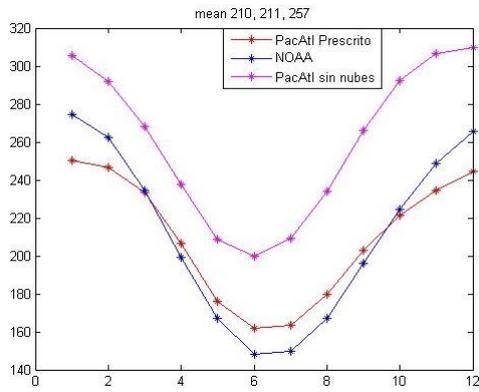
Luego se paso a generar los experimentos donde se modificaron los Scu, de acuerdo a las siguientes características:

- Simulación No-Scu. En estas simulaciones se prescriben espesores ópticos nulos para los Scu que ocurran dentro de cierta región. Esta prescripción se realiza en cada uno de los instantes de la simulación en los cuales se simulan procesos de transferencia radiativa en la región seleccionada y comprenderá la región de alta incidencia de los Scu en el Atlántico sud oriental y Pacífico sud oriental.

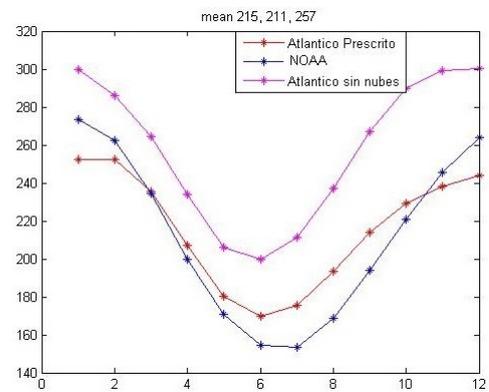
- Simulación Scu prescrito: prescribe un valor uniforme de espesor óptico mes a mes intentando reproducir los efectos radiativos observados debajo de los Scu en las regiones de interés, la cual es consistente con el análisis SRB de la NASA para los cuales se reprodujeron valores de radiación de onda corta neta en superficie promediada del entorno de los $211W/m^2$, respetando el ciclo anual que varía entre $140W/m^2$ a $280W/m^2$. En el resto del planeta, se permite al propio modelo calcular la incidencia de los Scu y sus propiedades ópticas por defecto. La Figura 3.1 muestra la radiación neta en superficie obtenida en las respectivas zonas de interés (para cada experimento, Cuadro 3.1) se observa como está se ve aumentada al quitar los Scu , como era de esperarse. También se puede observar como se logra representar en todos los casos el ciclo anual de radiación, y como buscábamos, los experimentos prescritos se asemejan más a los SRB. Esta distribución genera una incidencia de Scu promediada en 10 años como se puede observar en los tres gráficos de la izquierda de la Figura 3.2, a la derecha se muestra la incidencia para los casos No- Scu .

Las regiones de intervención también se pueden observar en la Figura 3.2 las cuales se extienden de la siguiente manera: entre $10^{\circ}S$ a $20^{\circ}S$, y de $80^{\circ}W$ hasta la costa de América del Sur y la denominaremos Pac, la región que se extiende entre $10^{\circ}S$ y $20^{\circ}S$, y entre $5^{\circ}W$ que alcanza la costa de África la cual llamaremos Atl y la región PacAtl donde se estudian en ambas regiones simultáneamente.

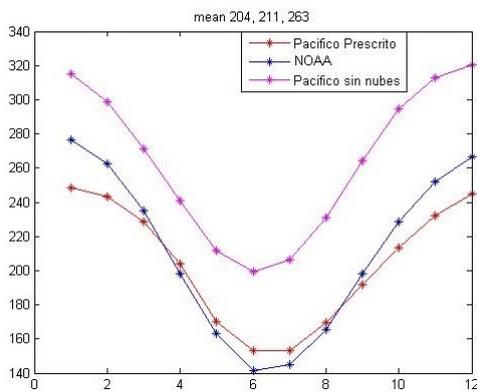
Por cada región se realizaron 2 simulaciones contemplando los 2 experimentos que se detallaron anteriormente. En el Cuadro 3.1 se encuentra un resumen de las características de cada uno. Estas simulaciones se denominaran de acuerdo a la región de influencia y si se le prescribieron los Scu o se ignoraron, llamándolas por el área de influencia si se prescribieron, en los casos donde los Scu fueron ignoradas se les llamara con un No delante de la región de estudio, es decir: Control, Pac, Atl, PacAtl, NoPac, NoAtl y NoPacAtl.



(a) Experimento PacatL promedio ambas regiones



(b) Experimento Atl, promedio región Atl



(c) Experimento Pac, promedio región Pac

FIGURA 3.1: Promedio de radiación en zonas de interés, en rojo se observan los experimentos prescritos en las respectivas zonas de influencia definidas en el cuadro 3.1, en azul el promedio SRB(1984-2007) y en fucsia los experimentos No-Scu

Experimento	Latitud	Longitud	SCU
<i>Control</i>	89N-89S	0-358W	por defecto
<i>Pac</i>	10S-20S	80W -Continente	prescrito
<i>Atl</i>	10S-20S	5W-Continente	prescrito
<i>PacAtl</i>	10S-20S 10S-20S	5W-Continente 80W-Continente	prescrito
<i>NoPac</i>	10S-20S	80W-Continente	0
<i>NoAtl</i>	10S-20S	5W-Continente	0
<i>NoPacAtl</i>	10S-20S 10S-20S	5W-Continente 80W-Continente	0

CUADRO 3.1: Principales características de los Experimentos

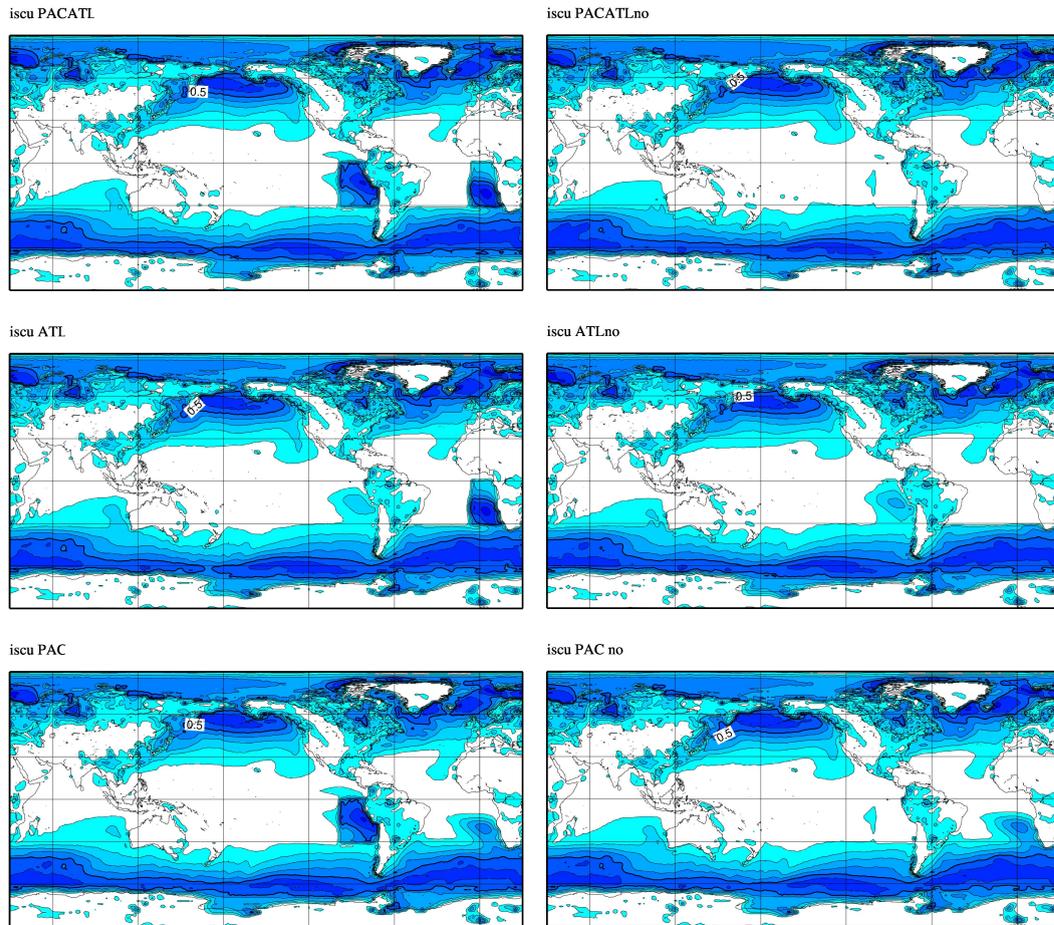


FIGURA 3.2: Incidencia Scu promedio decadal de los 6 experimentos, a la izquierda se muestran los experimentos prescritos, a la derecha los experimentos No-Scu el siguiente orden Pacatl,Atl, Pac. Se muestran contornos cada 0.1

3.1.2. Procedimiento

Para generar los experimentos sin Scu (No-Scu) primeramente se dejo calcular los Scu como lo haría el modelo, luego de calculadas y antes de que se utilice ese dato se genero una variable la cual denominamos MaskScu que vale 0 en la región donde no quiero Scu y 1 en el resto del planeta, esta variable la multiplicamos por los Scu generadas por el modelo (cludstr) consiguiendo de esta forma que cuando MaskScu vale 0 los Scu sean ignoradas y cuando vale 1 sean las calculadas por el propio modelo.

Estas modificaciones se realizaron dentro de la parte AGCM/Physics, en la subparte hidrodinámica, en el archivo *cloud_ucla_pcw.f*. Para definir el dominio de influencia se utilizo la variable *lvtype1*, si vale mas de 14 significa que estoy en el océano, de esta forma se definieron los margenes occidentales de las regiones de influencia de acuerdo al Cuadro 3.1 y los orientales hasta la posición donde *lvtype1* pasa a ser menor que 14.

Se trabajo con 6 dominios, este punto fue indicado en el mismo archivo *cloud_ucla_pcw.f*, mediante la variable *Np_agcm* permitiendo un mejor rendimiento computacional.

Por otra parte para generar los experimentos prescritos se modifiko el espesor óptico de las nubes, en el archivo *shortwavh_std.f* el cual también se encuentra en la parte AGCM/Physics, con la variable fase se modifica el espesor óptico. Se supuso 100% de incidencia en las áreas indicadas, pero con espesor óptico fijo y variable con cada día del año siguiendo una forma sinusoidal como se puede ver en la Figura 3.3.

La fórmula utilizada para modificar el espesor óptico se baso en la indicada por Köhler [32] la cual presenta una fórmula simplificada para el espesor óptico de los Scu, ésta formula es la utilizada en el modelo de la UCLA para los cálculos de espesor óptico. La misma es:

$$\tau = \frac{3}{2} \frac{LWP}{\rho_l r} \quad (3.1)$$

donde LWP es el camino óptico del agua líquida en los Scu; $LWP = \int_{z_b}^{z_t} q_l \rho_d dz$, z_b y z_t son las cotas de la base y el tope de la nube, q_l es la proporción de mezcla de agua líquida de la nube, ρ_d es la densidad de aire seco, ρ_l la densidad del agua, y r es un radio medio efectivo de las gotas en los Scu, el cual fue tomado como 10 micras. Nótese que se trata el Scu como un cuerpo gris, pues la emisividad no depende de λ .

Los máximos y mínimos de esta fórmula se ajustaron hasta obtener en las regiones de alta incidencia de los Scu un andamio mensual de la irradiancia solar en superficie similar a la derivada del análisis SRB. Este ajuste se realizó probando distintos valores hasta encontrar una similitud entre las distintas curvas como se puede observar en los 3 gráficos de la Figura 3.1.

En este archivo también se verifico que se permitieran cúmulos, asignándole a la variable *clodptd* un factor de 0,16.

En ambos casos por fuera de las regiones de interés, la incidencia de los Scu y sus propiedades ópticas se calculan mediante el modelo acoplado.

Luego de las modificaciones al modelo se procedió a la compilación. Para la misma se trabajó con la familia de shells *tcs*, se cargan los módulos *netcdf*, se ejecutan los archivos de *setup*, finalmente se compila.

Generado los 7 ejecutables se procedió a realizar las simulaciones en el cluster compuesto por las máquinas llamadas medusas prestadas por la Facultad de Ingeniería quienes amablemente se tomaron el tiempo de configurarlas para que el modelo pudiera ejecutarse en ellas. Estas computadoras simulan aproximadamente 1 año cada 3 días, con lo

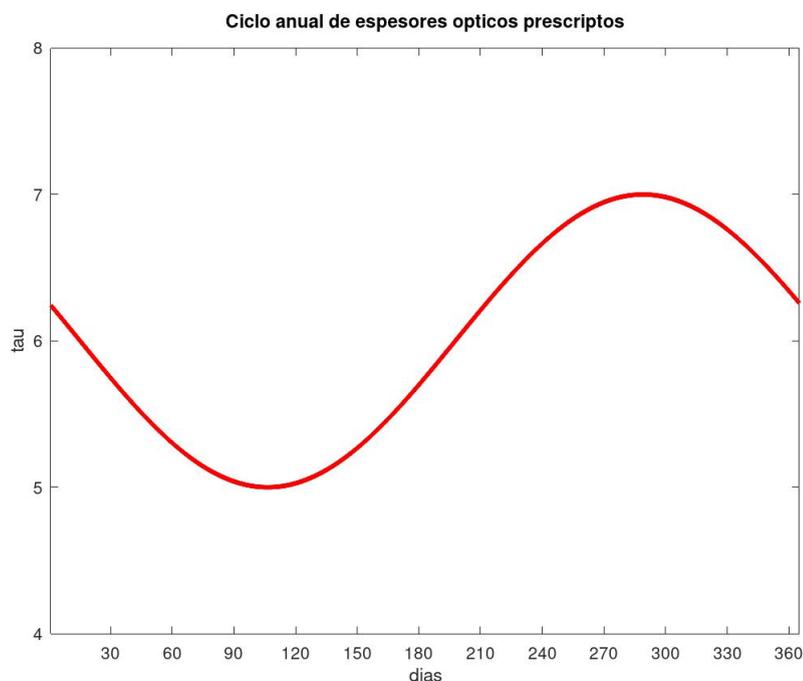


FIGURA 3.3: Ciclo anual de espesores ópticos prescritos diseñado en busca de compatibilizar los resultados al análisis SRB

cual de usarse una sola maquina se requerirían de 273 días para generar 7 experimentos de 13 años.

Dentro de medusa es necesario siempre antes de cada simulación ejecutar los archivos de seteo. En el archivo esminput se dan las condiciones atmosféricas donde la fecha se pone en días julianos sin considerar los años bisiestos, mientras que en data se pone las condiciones del océano en segundos luego de indicar cada parámetro. Además hay que suministrarle los archivos con las condiciones iniciales, los cuales fueron proporcionados por G. Cazes Boezio.

Eventualmente las simulaciones comienzan a dar NaNs (se desconocen las razones) por lo cual hay que revisarlas constantemente y reiniciarlo en caso de ser necesario.

Las salidas quedan guardadas en archivos de la forma: fort.1060441580 donde los 3 primeros números indican a cual de los 6 dominios pertenece esa salida, los siguientes 2 dígitos indican la variable y los últimos 5 la fecha. Se genera un archivo con el promedio mensual considerando meses de 30 días.

Las variables de salida que se utilizaron en este trabajo se en listan en el Cuadro 3.2

A menos que se indique lo contrario cuando se mencione precipitación se estará hablando de la suma de las variables 03 y 04.

Identificador	Variable	Unidad
01	Presión a nivel del mar	hPa
02	Incidencia stratocumulus como fracción del tiempo	adim [0:1]
03	Precipitación convectiva	mm/día
04	Precipitación de gran escala	mm/día
05	SW radiación en superficie terrestre	W/m^2
07	SW radiación en el tope de la atmósfera	W/m^2
20	Temperatura superficie	K
21	Viento zonal	m/s
22	Viento meridional	m/s

CUADRO 3.2: Normeclatura y unidades de las variables de salida utilizadas

3.2. Test Monte Carlo

Por otra parte, para analizar la significancia de los resultados se realizó el test Monte Carlo de dos colas.

Es un test basado en remuestreo por lo tanto es no paramétrico ya que no requiere de ninguna asunción sobre la distribución de la población estudiada, esto permite tener mas confianza con respecto a test paramétricos como ser el test de Student cuando se tiene muestras pequeñas como es nuestro caso.

Para obtener el nivel de significancia se genera una matriz donde se combinan ambas muestras sin tener en cuenta el grupo al que pertenecían, se generan 1000 sub-muestras aleatorias con datos de ambos grupos y se calcula la diferencia entre las medias de los nuevos grupos, de este modo se obtienen 1000 diferencias de media, se ordenan y se observa el valor deseado de significancia, es decir que en caso de buscar la significancia del 95 %, se evalúa si la media de la muestra es menor al valor de la posición 25 y mayor al de la posición 975 en ese caso será significativo ([26]). En nuestro caso las muestras serán las simulaciones prescritas y las No-Scu. se analizará en cada punto de la grilla.

Capítulo 4

Resultados

En este capítulo nos centraremos en describir los resultados obtenidos. Analizaremos el experimento de control observando el comportamiento de las medias anuales y del ciclo anual de variables seleccionadas. Luego pasaremos a analizar las diferencias entre los experimentos sin Scu (No-Scu) y los experimentos prescritos, para estos casos también analizaremos las medias anuales y el ciclo anual, estas diferencias nos permitirán evaluar los efectos de los Scu sobre el clima global generados por este modelo acoplado, los analizaremos de acuerdo a las variables de interés mencionadas en el Capítulo 3.1.

Si bien los estudios realizados no permiten tener una gran confiabilidad sobre el ciclo anual debido a que se consideraron 10 años, se mostraran resultados ya que como se puede observar en la sección 4.1.2.1 donde se comparan los resultados del experimento de control, los experimentos prescritos y el análisis de la NOAA podemos asumir cierto grado de aceptación en los mismos.

Cabe aclarar que el modelo de la UCLA guarda un archivo cada 30 días lo que hace necesario una interpolación para conseguir los meses calendario, visto que un año son 365 días si se consideran 12 meses de 30 días al completar 6 años nos correríamos un mes ($12*30*6-365*6=30$). Por esta razón se realizó una interpolación lineal generando meses de 730hs. Además se descartaron los primeros 3 años de las simulaciones para permitir al modelo estabilizarse.

4.1. Resultados del Experimento de Control

En esta sección comenzaremos mostrando las medias anuales obtenidos para distintas variables de la simulación de control descrita anteriormente, para luego centrarnos en los ciclos anuales los cuales compararemos con el análisis de la NOAA y con los experimentos prescritos. Compararemos estos datos ya que tanto el experimento de control como los experimentos prescritos son compatibles con las observaciones pues tienen efectos de Scu razonablemente realistas.

4.1.1. Medias anuales

A nivel de los Scu este experimento muestra los máximos locales de incidencia de los Scu promediada en 10 años en las regiones: frente a las costas de Perú (Pacífico tropical sudoriental), Namibia (Atlántico tropical sudoriental), California (Pacífico norte subtropical) e Islas Canarias (Atlántico norte subtropical) [Figura 4.1] como era de esperarse.

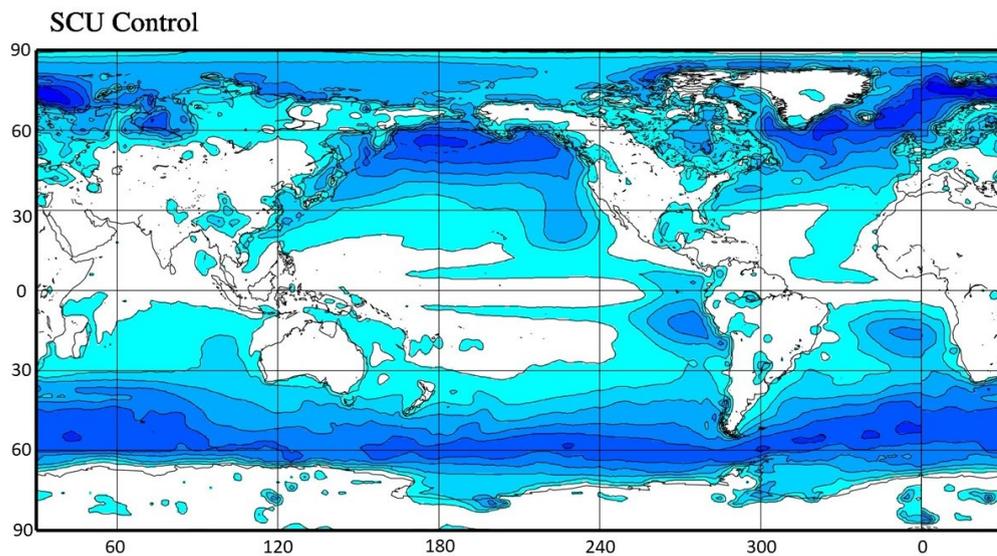


FIGURA 4.1: Incidencia Scu promediada en 10 años para el experimento de control. Se muestran los contornos cada 0.1

Si observamos los resultados mensuales de incidencia de los Scu (no se muestran) se puede encontrar un claro ciclo anual con presencia mínima en el mes de abril y máxima en el mes de octubre. La Figura 4.2 muestra la incidencia de los Scu para los meses donde ésta es mínima y máxima respectivamente, se observa como en el mes de abril los Scu del Pacífico se ven atenuados hasta casi desaparecer mientras que en el Atlántico se ven atenuados aunque presentan una disminución menor.

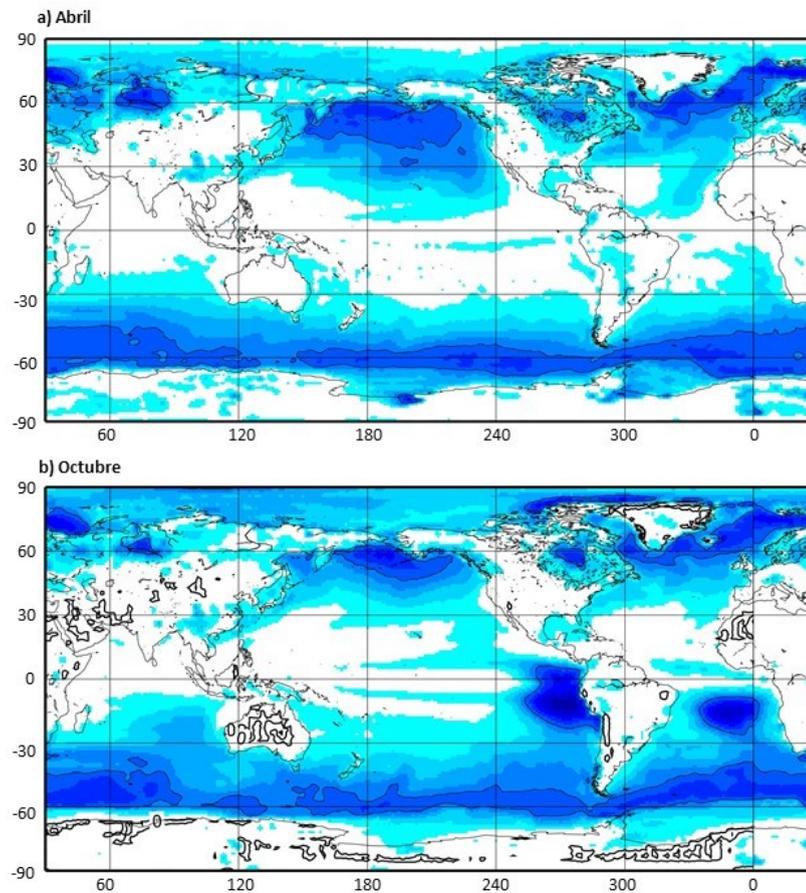


FIGURA 4.2: Incidencia de los Scu del experimento Control en los meses donde es máxima y mínima su influencia, a) Abril b) Octubre. Se muestran los contornos cada 0.1

En cuanto a la SW en superficie (Figura 4.3) tiene sus máximos en la zona ecuatorial disminuyendo hacia los polos, se observan máximos en las costas occidentales de los continentes, con variaciones de entre 100 y $300W/m^2$.

La Figura 4.4 muestra SW ascendente del análisis SRB de la NASA, utilizando la misma paleta de colores y los mismos contornos que el experimento de control para poder compararlos, en general se observa una diferencia de $20W/m^2$. La diferencia más notoria se produce en las costas occidentales de los continentes donde se producen los Scu.

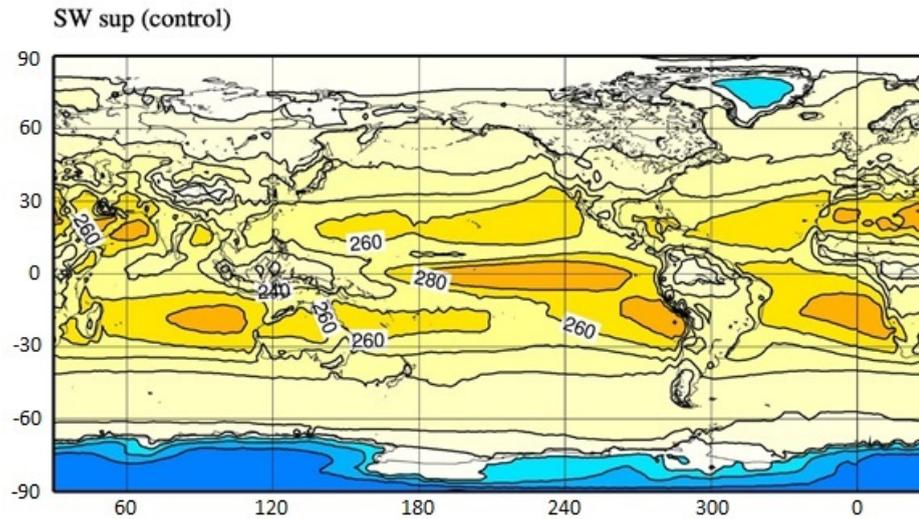


FIGURA 4.3: SW en superficie, promediada en 10 años del experimento de Control. Se muestran los contornos cada $20W/m^2$

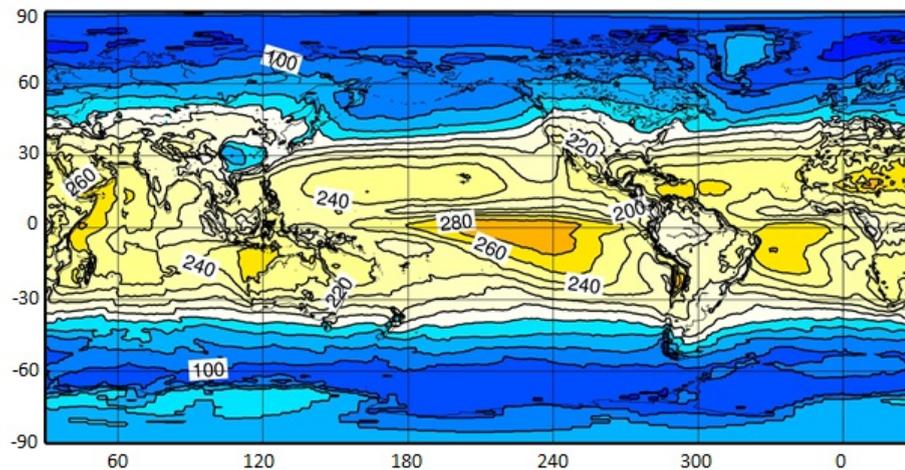


FIGURA 4.4: SW del análisis SRB. Se muestran los contornos cada $20W/m^2$

Por su parte en la Figura 4.5 se presenta la precipitación convectiva, no convectiva y total. Se puede observar que efectivamente la precipitación convectiva se centra al norte del ecuador mientras que la no convectiva se distribuye en todo el globo, con valores en el entorno de los 0.5mm/día . La zona de Convergencia del Pacífico Sur está más orientada zonalmente y desplazada hacia el ecuador que en el análisis de los datos de la NOAA (Figura 4.6), lo que implica un sesgo moderado de “doble ITCZ” [[9]].

La Figura 4.7 muestra la distribución de TSM obtenida por la simulación de control. Donde se pueden observar que la distribución de la TSM es similar a la de la NOAA (Figura 4.8), encontrándose en ambos casos valores en el Pacífico ecuatorial que alcanzan los 28°C . Por otra parte se observa como el experimento de control presenta temperaturas

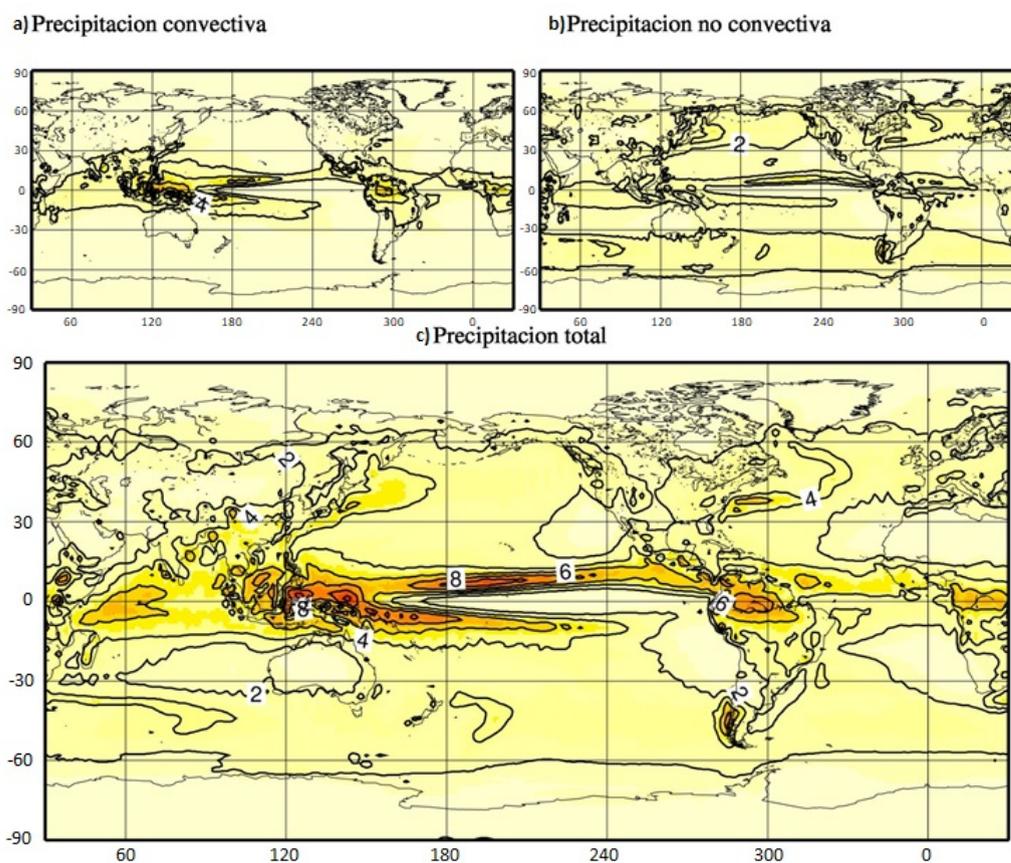


FIGURA 4.5: Precipitación decadal del experimento de control. Se muestran los contornos cada 2mm/día. (a) Precipitación convectiva, (b) no convectiva, (c) total

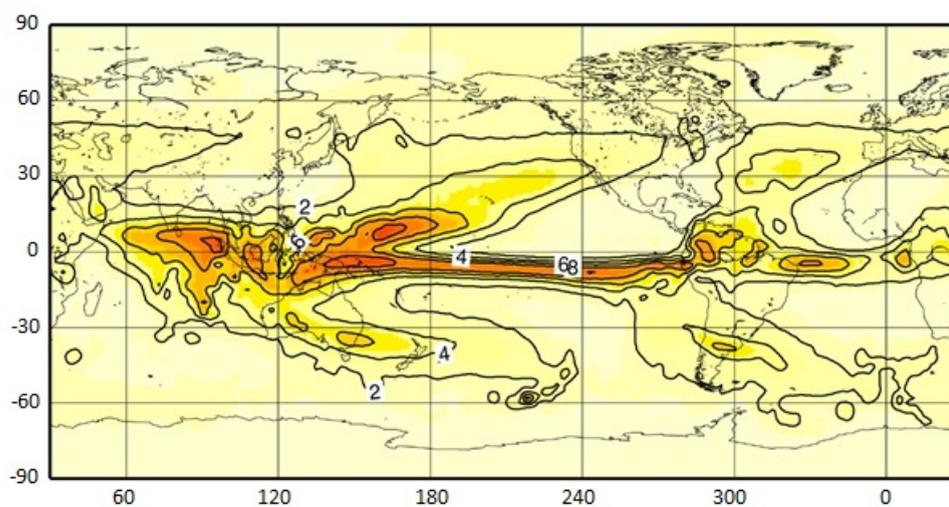


FIGURA 4.6: Precipitación NOAA 1991-2020 Contornos cada 2mm/día

mas bajas en latitudes bajas. Ambas Figuras están realizadas con la misma escala de colores.

En resumen la simulación de control sobre estima la incidencia de los Scu en el Atlántico

tropical sud oriental, mientras que en el Pacífico sud oriental es realista durante el invierno y la primavera australes, y es subestimada durante el otoño y verano. De estos resultados se concluye que si bien el modelo logra reproducir con cierta eficacia el clima global no es tan eficaz con los Scu de las zonas de interés, por tal motivo se decidió analizar las simulaciones No-Scu con simulaciones prescritas en las cuales simularemos Scu similares a las observadas como se describe en la sección 3.2.

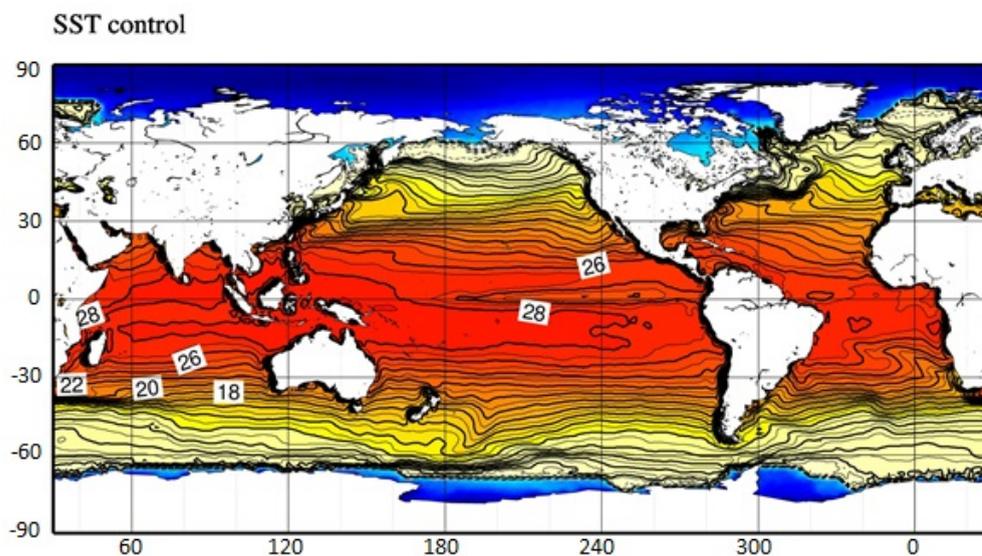


FIGURA 4.7: TSM del experimento de control, se muestran los contornos cada 2°C

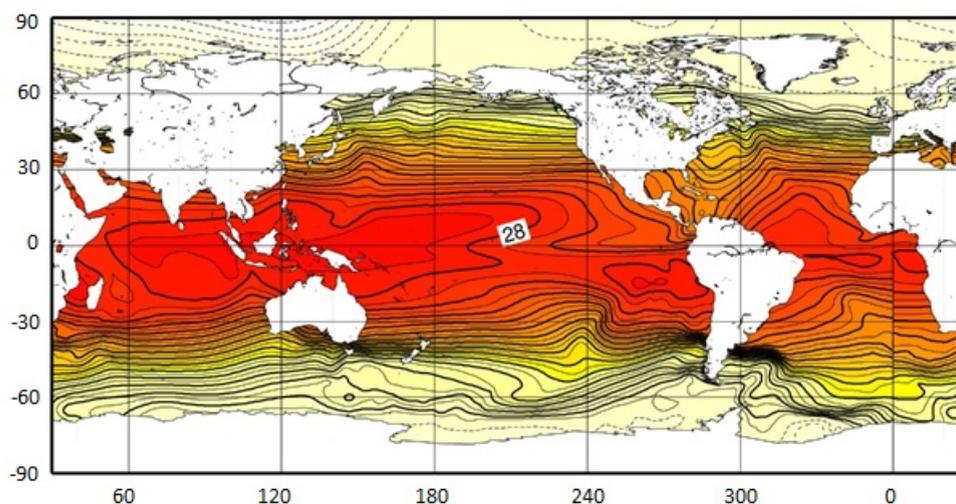


FIGURA 4.8: TSM NOAA 1991-2020. Contornos cada 2°C

La Figura 4.9 muestra la SW en superficie para el experimento PacAtl, en ella se observa como efectivamente se producen niveles de SW más similares a los del análisis SRB, no solo en las zonas de desarrollo de los Scu sino que también se ve mejorada la distribución extratropical.

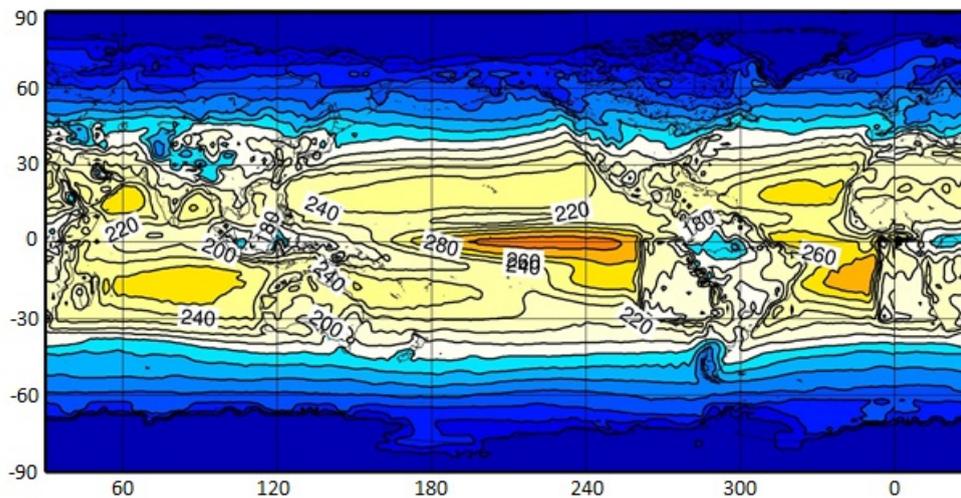


FIGURA 4.9: SW promediada en 10 años, experimento PacAtl. Se muestran los contornos cada $20W/m^2$

4.1.2. Ciclo anual de variables seleccionadas.

Simulación de Control e influencia de los Scu prescritos en las cuencas Atlántica y Pacífica

4.1.2.1. Comparación con los datos de la NOAA

En esta sección analizaremos los resultados obtenidos para el experimento de control y los experimentos prescritos con respecto a los datos de la NOAA. Comparando los ciclos anuales de la TSM y de la precipitación para las regiones que se detallan en el cuadro 4.1.

Cuenca	Latitud	Longitud
Pacífica	4N-4S	150E-280E
Atlántica	4N-4S	322E-10E

CUADRO 4.1: Áreas analizadas

La Figura 4.10 muestra a la izquierda el diagrama Hovmöller de la variable TSM utilizando como datos el periodo 1991-2020 de la TSM que se encuentran en la página de la NOAA [19]. A la derecha se puede observar el ciclo anual promediado en 10 años para el experimento de control. En ellas se encuentra una mayor coincidencia en el caso del Pacífico, produciéndose una diferencia mayor en la cuenca Atlántica. El calentamiento que ingresa hacia la costa de América en los meses de marzo-abril no parece tan acentuado en el experimento de Control, presentando diferencias de entre 0.5 y 1°C , este resultado puede deberse a que se están comparando 10 contra 30 años.

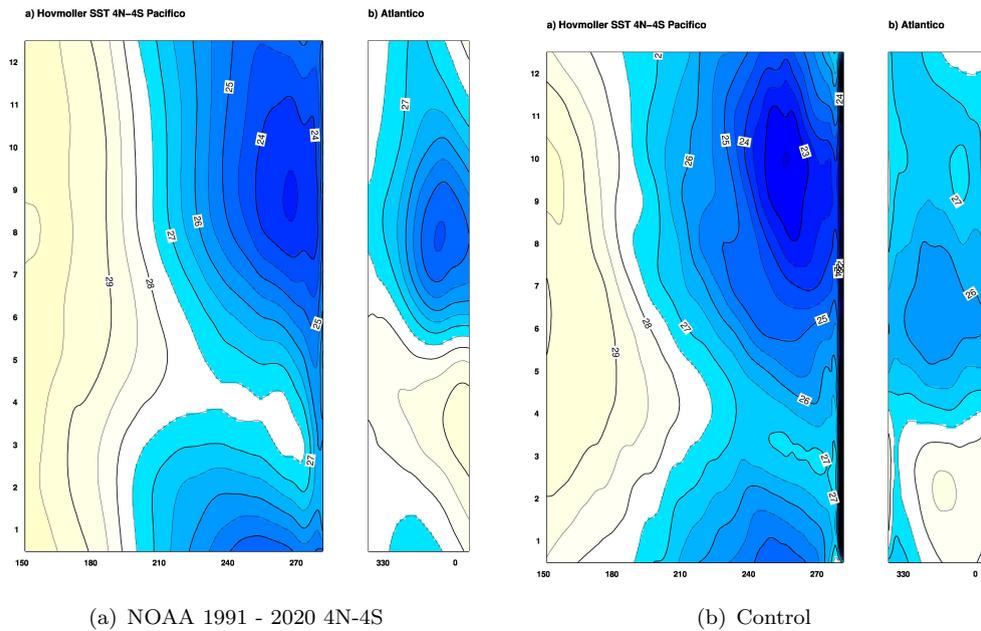


FIGURA 4.10: Hovmöller TSM, se muestran los contornos cada 0.5°C

Al evaluar los distintos experimentos prescritos (Figura 4.11), también promediado en 10 años se encuentra que los experimentos Pac, PacAtl mantienen la performance sobre el Pacífico, mientras que el experimento Atl tiende a acentuar el calentamiento que se observa en los meses de marzo-abril, extendiéndolo a los meses de febrero-mayo.

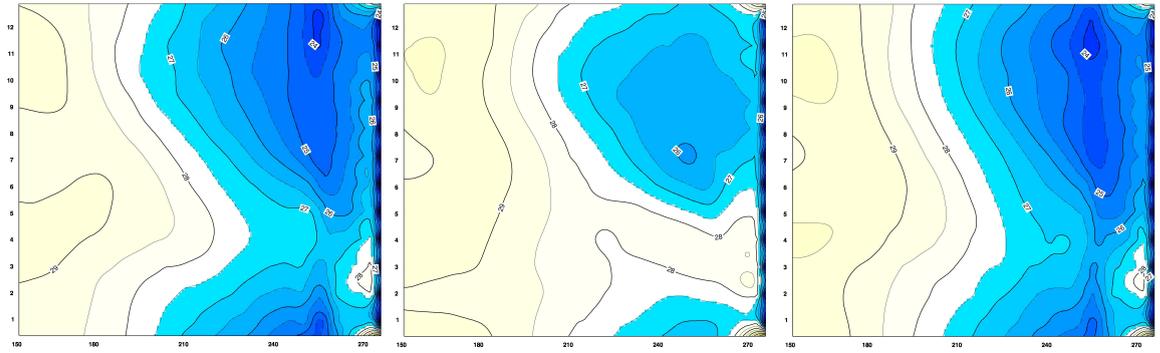
En el caso del experimento de Control sobre la cuenca Atlántica se ve un corrimiento temporal del mínimo, produciéndose en los meses de junio-julio mientras que en los datos de la NOAA se observa en los meses de agosto-setiembre. Este desfase temporal se ve atenuado en los 3 experimentos prescritos.

A su vez en la cuenca Atlántica se observa que los experimentos Pac, Atl tienden a calentar los meses de octubre-noviembre.

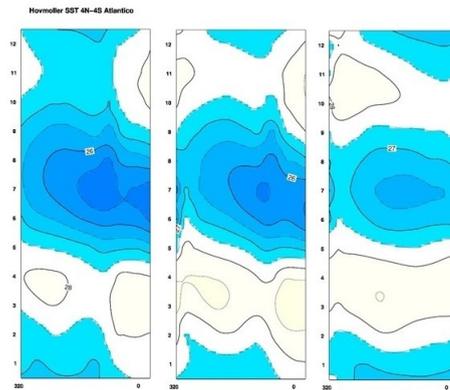
Es interesante observar como los cambios en el Atlántico (experimento Atl) influyen en mayor medida a la cuenca del Pacífico que viceversa. También es interesante observar como en todos los casos el mínimo de la cuenca Atlántica del modelo de la UCLA se ve adelantado.

Al comparar la precipitación del experimento de control con los datos de la NOAA (Figura 4.12) también se observa un desfase temporal. En general se aprecia una forma similar en la cuenca del Pacífico y una mayor diferencia en el caso del Atlántico.

En el caso de los experimentos prescritos, Figura 4.13, se observa que para la cuenca del Pacífico los máximos se dan en los mismos meses que los datos de la NOAA mientras que la cuenca Atlántica presenta un segundo máximo.

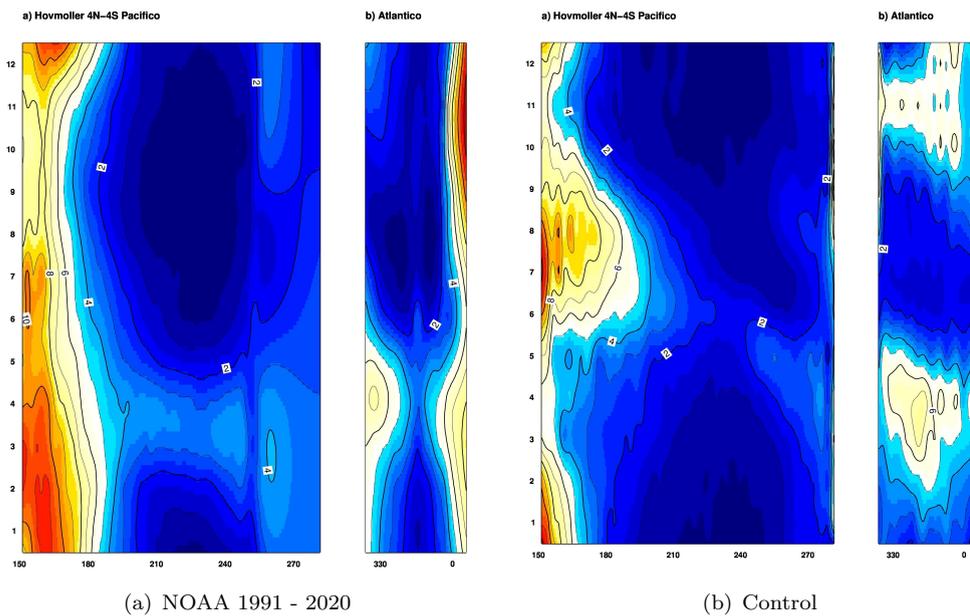


(a) Cuenca Pacífica, exp PacAtl, Atl, Pac



(b) Cuenca Atlántica PacAtl, Atl, Pac

FIGURA 4.11: Hovmöller TSM prescrita 4N-4S, se muestran los contornos cada 0.5°C



(a) NOAA 1991 - 2020

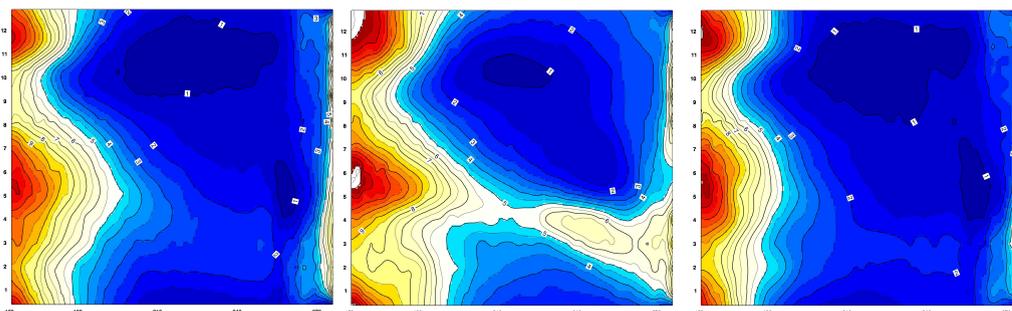
(b) Control

FIGURA 4.12: Hovmöller Precipitación total 4N-4S, contornos cada 0.5mm/día

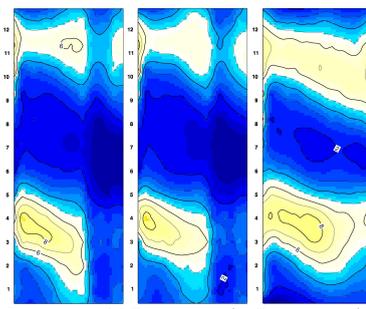
En el experimento PacAtl y Atl se observa que el segundo pico tiene una distribución más parecida al observado en los datos de la NOAA con máximos que se encuentran en los dos extremos de la cuenca sin que se conecten entre si mientras que el primer máximo no llega a la costa este. En el caso del experimento Pac ambos máximos se extienden por toda la cuenca.

Los mínimos de precipitación disminuyen en el experimento Atl en comparación con el resto de los experimentos.

La precipitación en la cuenca atlántica es muy similar en los 3 experimentos.



(a) Cuenca Pacífico, exp PacAtl, Atl, Pac



(b) Cuenca Atlántica exp PacAtl, Atl, Pac

FIGURA 4.13: Hovmöller Precipitación prescrita 4N-4S contornos cada 0.5mm/día

Evaluando los resultados obtenidos podemos inferir que los experimentos prescritos presentan una mejoría con respecto al experimento de control lo cual justifica su utilización para analizar los experimentos No-Scu por sobre la simulación de control. En la siguiente sección nos concentraremos en analizar las diferencias entre los experimentos No-Scu y prescritos para de este modo intentar comprender la relevancia de una buena simulación de los Scu.

4.2. Efectos netos de los Scu:

Diferencias entre simulaciones sin Scu y prescritas

En esta sección analizaremos las diferencias entre los experimentos No-Scu y prescritos. Primeramente analizaremos las medias anuales para la TSM, precipitación, función corriente y potencial, para luego concentrar nuestra atención en el ciclo anual seleccionando 2 casos especiales (marzo y junio) los cuales analizaremos en el final de este capítulo.

4.2.1. Medias anuales: TSM

Comenzaremos describiendo el comportamiento de las medias anuales de la TSM en los distintos experimentos. Expresando los resultados como la resta entre los experimentos No-Scu menos los experimentos prescritos. En celeste y naranja se puede observar las zonas donde los resultados fueron significativos al 95 %, representando la cola superior e inferior del test Montecarlo respectivamente.

Los contornos punteados de la Figura 4.14 representa las diferencias negativas de TSM entre los distintos experimentos para cada región mientras que los contornos continuos diferencias positivas, es decir que se realiza la resta entre la versión No-Scu menos prescrita. En ella se puede ver que como se esperaba un cambio en la TSM en la zona donde se actuó sobre los Scu debido a cambios en la radiación solar incidente en el océano.

En general los Scu afectan las 3 cuencas oceánicas, en particular el experimento Pacífico-Atlántico muestra una afección al aumento de la TSM en toda la región de la ITCZ (del experimento NoPacAtl con respecto al experimento PacAtl), con énfasis en las zonas donde los Scu fueron modificados. Por otra parte en los análisis de las cuencas por separado se observa un énfasis en sus entornos y una influencia menor en las zonas aledañas.

Más precisamente se observa que al modificar los Scu del Atlántico el Océano Indico y el Pacífico se ven afectados de la misma manera, con un aumento en la TSM salvo por la parte centro-oriental del océano Pacífico donde la señal es más débil y parecería enfriarse al quitar los Scu.

Por otro lado se encuentra que al modificar los Scu del Pacífico hay una tendencia a que entre los 30°S y los 60°S se enfríen las 3 cuencas (Indica, Pacífica, Atlántica), mientras que sobre el mismo océano Pacífico se encuentran 3 zonas donde la TSM se ve aumentada (aprox.: 60°N, Pacífico ecuatorial hacia el sureste, 70°S). La diferencia de TSM entre las simulaciones NoPac menos Pac muestra un tipo de patrón similar al Niño, con una diferencia positiva que alcanza el Pacífico ecuatorial central.

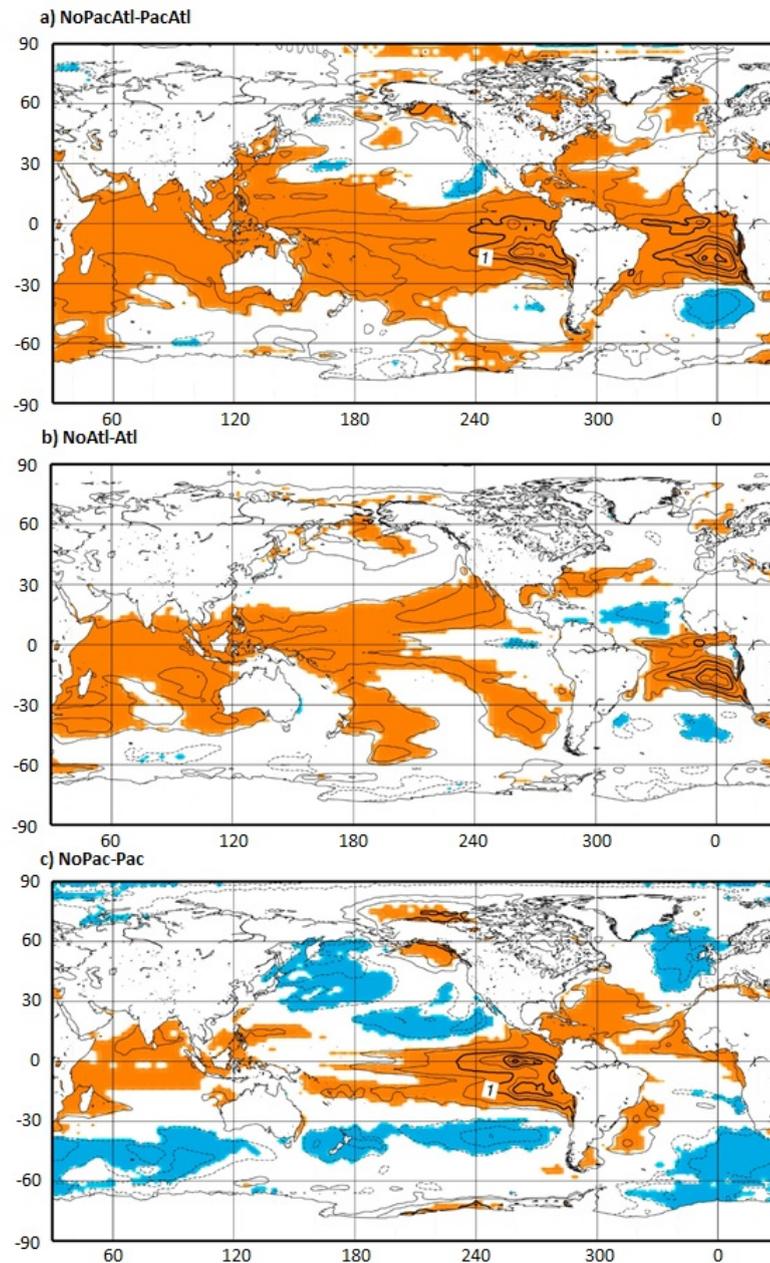


FIGURA 4.14: En contornos continuos se muestra la diferencia positiva del experimento No-Scu menos prescrito de la TSM cada 0.25°C , los colores representan significancia al 95%: a) representa NoPacAtl-PacAtl, b) NoAtl-Atl c)NoPac-Pac

Como indica C. Wang [10] y como veremos en las próximas secciones los cambios en la TSM provocaran cambios en los vientos, en la circulación de Walker. Según dicho artículo también se esperan cambios en la precipitación en respuesta al gradiente de la TSM.

4.2.2. Precipitación

En esta sección describiremos el comportamiento de las medias anuales de precipitación total en los distintos experimentos. Al igual que en la TSM los colores implican significancia al 95 % y los contornos continuos y discontinuos indican diferencias positivas y negativas.

Se observan cambios que exceden las zonas modificadas para todos los experimentos, también se observa una mayor influencia del experimento Atl sobre el Pacífico que del Pac al Atlántico. Los principales cambios se producen en la zona tropical, es decir entre los 30°S y 30°N.

En el caso del experimento PacAtl, Figura 4.15 gráfico (a), se observa una precipitación mayor al sur del ecuador al quitar los Scu que al prescribirlas y una disminución al norte de este lo cual es similar al patrón de precipitación asociado a los eventos Niños tanto en el Pacífico como en el Atlántico [33].

Al quitar las nubes en el Atlántico (gráfico b) con respecto a cuando se prescribieron se observa una precipitación mayor sobre el Atlántico y sobre el Pacífico occidental mientras que en el Pacífico centro-oriental se observa el efecto contrario (mayor precipitación en el experimento prescrito). Este comportamiento es similar al encontrado por Losada et al [34] en el cual cambiando la radiación de onda corta en el Atlántico observan un aumento en la precipitación sobre el Atlántico central y una disminución en el Pacífico central. En particular, al comparar con los resultados de Losada et al, los efectos encontrados en este estudio son más fuertes en el Atlántico y más débiles en el Pacífico. Señalamos este trabajo pues utiliza un modelo acoplado similar al utilizado aquí, pero con diferente versión, esto provoca diferencias importantes en el desempeño. Este comportamiento se correspondería a un patrón de evento Niña.

En el experimento Pac (gráfico c de dicha figura) se observa que este modifica fundamentalmente la precipitación en el Pacífico, con afectaciones de menor magnitud que en el experimento del Atlántico sobre las otras cuencas, convirtiéndose en lo que parecería corresponderse a un evento Niño.

Estos cambios en las precipitaciones se dan en forma esperable, debido a los cambios observados en la TSM. Como se menciona en C. Wang [10] la respuesta en precipitación al cambio en una cuenca afecta de manera contraria a la otra.

Al modificar ambos experimentos a la vez se observa como los efectos parecen sumarse mostrando la misma señal que en los experimentos por separado.

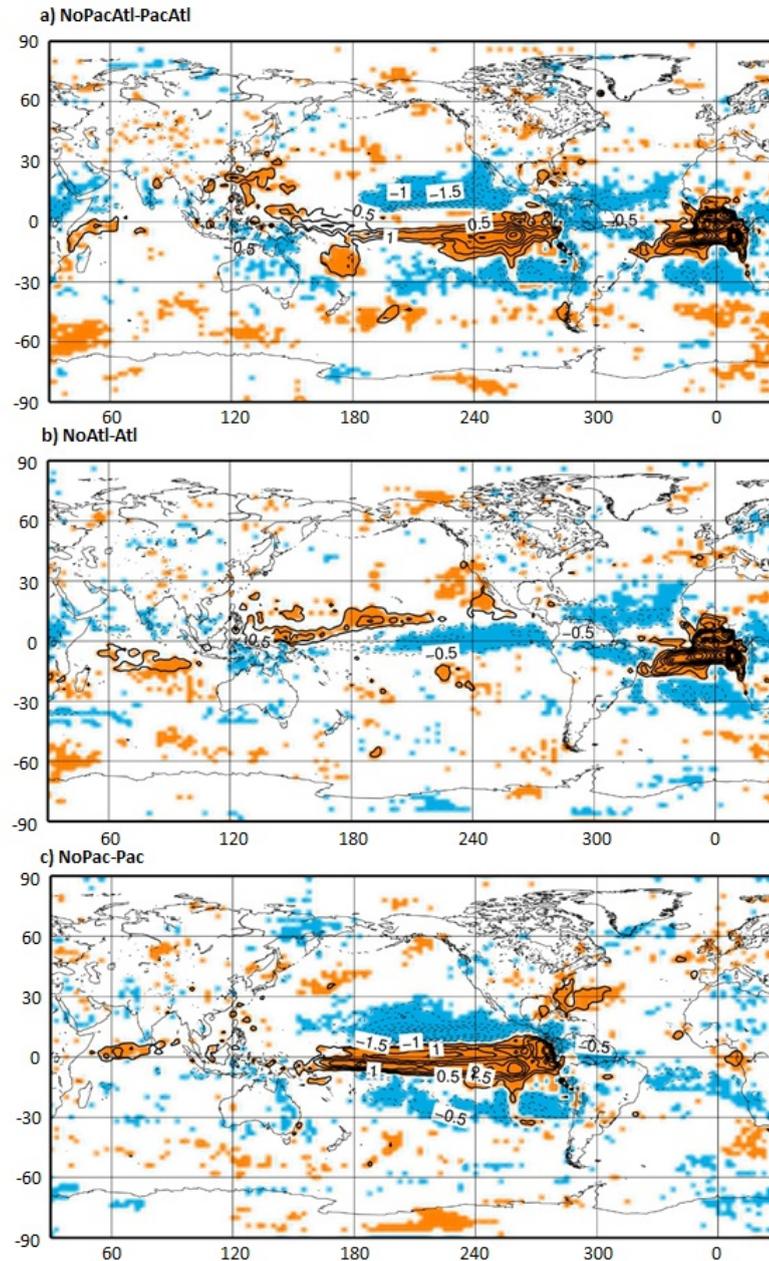


FIGURA 4.15: Precipitación total, se presenta el promedio decadal de la resta entre los experimentos No-Scu menos prescrito obtenidos (a) experimento PacAtl, (b) experimento Atl y (c) experimento Pac, contornos cada 0.5mm/día, en color celeste/naranja se muestran las regiones donde es significativo

Por otra parte, podemos observar al analizar las medias anuales de precipitación un desplazamiento hacia el norte de la ITCZ en los experimentos prescritos: Atl, Pac y en los sin Scu: NoAtl, NoPac, Figura 4.16, estos resultados coinciden con lo mostrado por Philander et al [35].

Aquí también se puede observar como los Scu del Atlántico tienen capacidad de influenciar al Pacífico, observándose una zona de convergencia del sur del Pacífico (SPCZ) de

menor extensión cuando estas son prescritas, además se observa una ITCZ más estrecha, mismo resultado encontrado por Losada et al [34]. Este estrechamiento, junto con la reducción de la precipitación sobre el continente Marítimo, es consistente con una modificación de la celda del Pacífico de la circulación de Walker, en el que el movimiento ascendente se desplaza hacia el este.

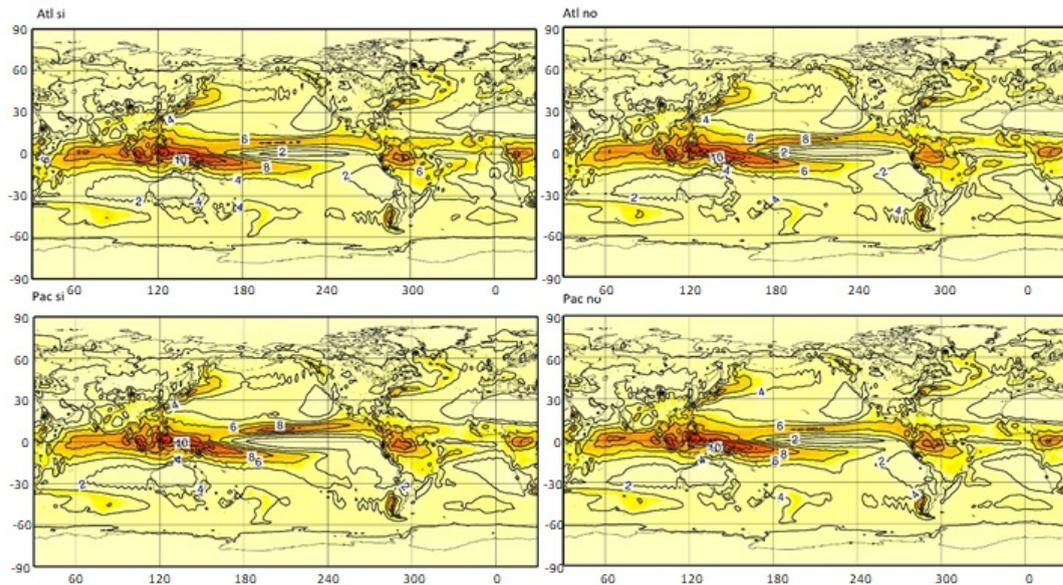


FIGURA 4.16: La primera fila muestra la precipitación Atl, NoAtl, mientras que la segunda muestra Pac, NoPac, se muestran los contornos cada 2mm/día.

Sobre el mismo Atlántico se distingue como al quitar los Scu se genera una “lengua” con máximos de precipitación que se extienden hasta el continente Africano, disminuyendo levemente la precipitación en la zona continental, esta disminución también se observa en la zona ecuatorial de América del sur dicho fenómeno se puede interpretar como la generación de una doble ITCZ Atlántica.

En el caso del experimento NoPac nos encontramos con que la SPCZ se extendió hacia el Pacífico oriental y se acercó al ecuador pareciendo que existiera una doble ITCZ. Además se observa que la diferencia del campo de precipitación indica una ITCZ desplazada hacia el norte en la simulación de Pac, en comparación con la de NoPac.

Estos resultados son consistentes con el análisis de Woelfle et al [36] el cual muestra que una mejor simulación de la ITCZ se debe a mejoras en la TSM del Pacífico sureste, mejoras que se atribuyen a un mejor cálculo de las nubes bajas y el forzamiento asociado de nubes de onda corta sobre la misma área. Otro experimento que muestra como los cambios en la radiación en la zona de interés de mejora el sesgo a la doble ITCZ es Mechoso et al[37].

En general en los experimentos sin Scu la ITCZ tiende a ser simétrica respecto al ecuador, con un mínimo en el propio ecuador, posiblemente debido a la surgencia de Ekman. Esto se lo conoce comúnmente como sesgo de doble ITCZ [9]. La simulación con Scu prescritas mejora de modo apreciable la doble ITCZ, aunque en estos cambios producen una mejora la SPCZ continúa tendiendo a una posición más zonal que la observada 4.6.

4.2.3. Circulación

De los 29 niveles verticales se trabajo con el nivel 16 que representa los 200hPa y el nivel 26 que representa los 850hPa. Para estos niveles se estudio la función corriente y el potencial, estos se calcularon como se describe en el Anexo A y serán mostrados con un factor de 10^6 .

Se seleccionaron estos niveles dado que el nivel de 200hPa caracteriza tanto los procesos dinámicos extratropicales como la parte superior de la celda de Walker [33]. El nivel de 850hPa, se seleccionó para obtener información sobre los vientos alisios [38] y así poder observar como se debilitan, como se intensifican y producen cambios en la celda.

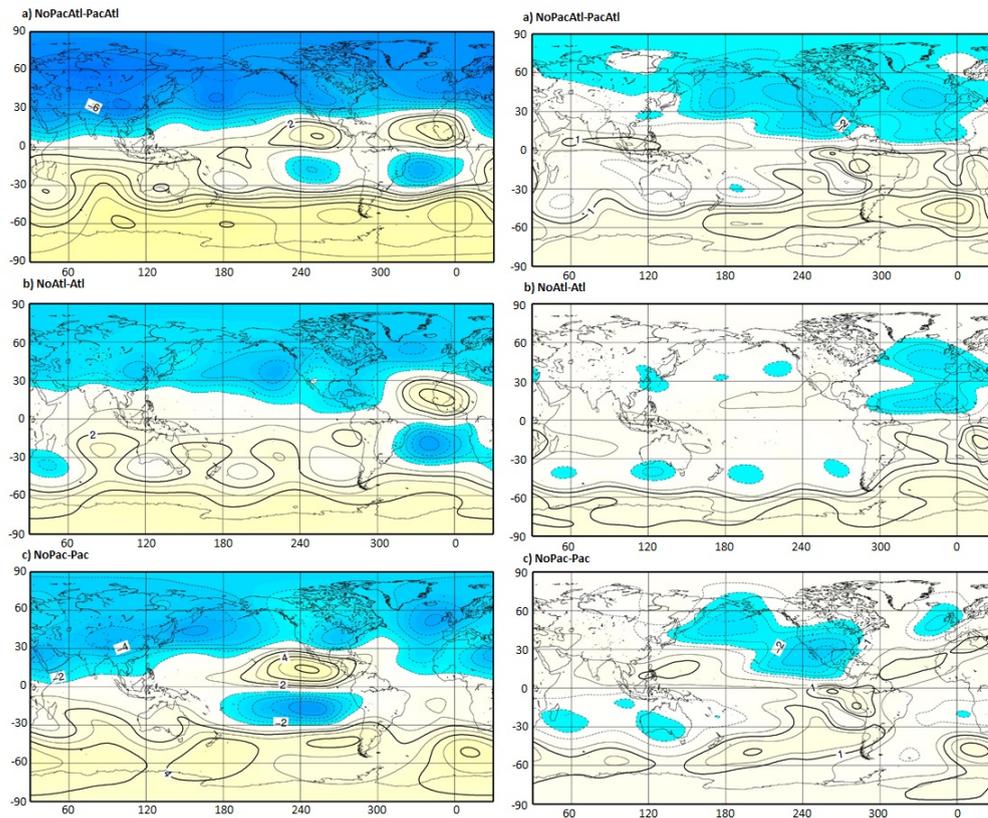


FIGURA 4.17: Función corriente (ψ) a la izquierda se observa el nivel de 200hPa mientras que a la derecha se presentan los 850hPa: a) representa el experimento NoPacAtl-PacAtl, b) NoAtl-Atl c)NoPac-Pac, los contornos se muestran cada $0,5 \times 10^6 m^2/s$

En la Figura 4.17 se muestra a 200hPa y 850hPa la resta de las simulaciones No-Scu menos los experimentos prescritos, en los gráficos de la izquierda, a 200hPa se observa un dipolo de circulación entorno al ecuador, en las respectivas zonas de experimentación, que son consistentes con un tipo de respuesta de A. Gill [39] al calentamiento/enfriamiento ecuatorial. En el experimento NoAtl-Atl además se observa patrones de circulación de signo opuesto y menor amplitud en el Pacífico oriental, también hay diferencias en latitudes extratropicales, que son consistentes con estructuras de ondas barotrópicas.

Estos dipolos se corresponden a lo expresado por A. Gill [39] donde justifica su presencia debido al calentamiento diferencial este-oeste que se produce al este de estos. Este cambio en la temperatura es consistente con la precipitación (Figura 4.15) donde se observa el calentamiento/enfriamiento que requiere el modelo de A. Gill para explicar estos dipolos. Es decir que al encontrarnos con una precipitación mayor obtenemos un enfriamiento en la región donde esta se produce lo que conlleva a la aparición de una circulación anticiclónica al oeste de estas.

A. Gill muestra que como existe diferencia entre este y oeste debido a calentamientos en zonas específicas se producen cambios en la circulación. Más precisamente, si el calentamiento es simétrico se producirá un flujo de bajo nivel por propagación de ondas de Kelvin al este y un flujo en menor extensión hacia el oeste por ondas planetarias (Ondas de Rossby) mientras que si el calentamiento es antisimétrico se observa solamente ondas planetarias. Independientemente del caso, en el margen occidental de la región del calentamiento se produce un flujo ciclónico. En nuestro caso al tener mayores precipitaciones cuando quitamos los Scu con respecto a cuando los prescribimos, nos encontramos con la zona enfriada lo que conlleva a la aparición de anticiclones. Por el contrario si restamos a los experimentos prescritos las simulaciones sin Scu nos encontramos con circulaciones ciclónicas, lo cual es un claro indicativo de la importancia de los Scu en el modelado atmosférico ya que una mala simulación puede conllevar a la aparición o atenuación de circulaciones ciclónicas o anticiclónicas.

Este análisis permite explicar la presencia de anticiclones en nuestro estudio identificando zonas de calentamiento diferencial este-oeste. En el anexo B.1 se muestra el análisis seguido por A. Gill para explicar la razón por la que se producen estas circulaciones.

Las diferencias NoPacAtl menos PacAtl son similares a la suma de los experimentos que consideran cada cuenca por separado (Figura 4.18). En el caso del dipolo en la cuenca Atlántica se ve intensificado cuando se modifican ambas cuencas al contrario de lo que pasa en el Pacífico. En la Figura 4.18 también se puede observar sobre el Atlántico norte una zona para la cual los experimentos de las cuencas por separado identifican un ciclón el cual es más débil en el experimento PacAtl.

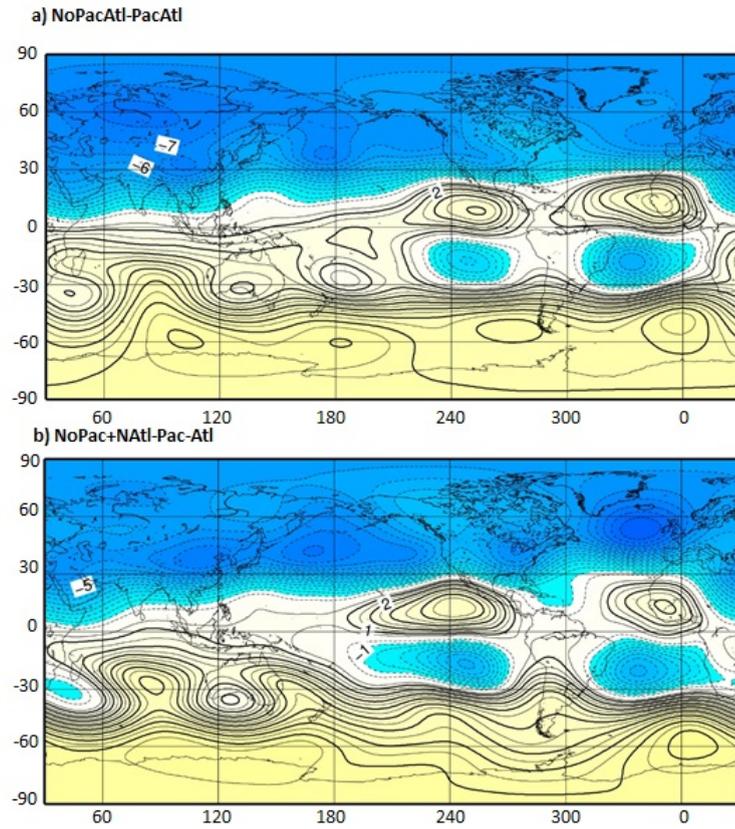


FIGURA 4.18: Función corriente ψ 200hPa: a) representa el experimento NoPacAtl-PacAtl, b) NoPac-Pac + NoAtl-Atl, los contornos se muestran cada $0,5 \times 10^6 m^2/s$

Además con distinta magnitud en los distintos experimentos se puede apreciar un patrón con estructura de onda barotrópica entre los 30-60°S tanto a nivel 250hPa como a 850hPa (Figura 4.17), para el caso NoAtl-Atl se reproduce con máximos/mínimos claramente definidos.

En la Figura 4.19 se muestran los resultados para χ a 200hPa y χ a 850hPa de los experimentos No-Scu menos los experimentos prescritos, se observa como se generan zonas de convergencia/divergencia, generando divergencia sobre la zona modificada y convergencia en la región ubicada al oeste de las mismas. A simple vista en el experimento PacAtl parece dividir en 2 regiones la situación que se ve sobre el Pacífico en el experimento Pac, además parece intensificarse la situación que se ve en el experimento Atl sobre el continente Africano desvaneciéndose la señal que se ve sobre América en ese experimento. Si sumamos los resultados del Atlántico al resultado del Pacífico a nivel de 200hPa se observa (Figura 4.20) que la señal en los dos experimentos por separados es similar aunque levemente atenuada.

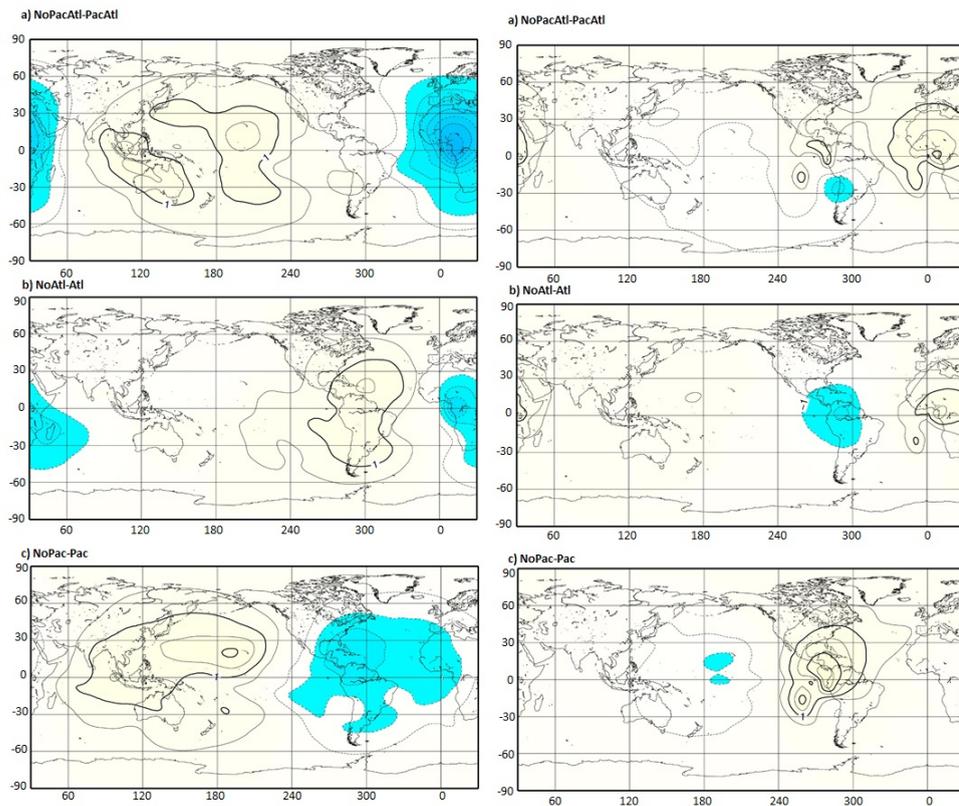


FIGURA 4.19: Función potencial (χ) a 200hPa y 850hPa: a) representa el experimento NoPacAtl-PacAtl, b) NoAtl-Atl c)NoPac-Pac, los contornos se muestran cada $0,5 \times 10^6 m^2/s$

Mientras que en el nivel de 850hPa, se refuerza lo observado en América y África no se ve tan claramente la señal en el Pacífico occidental (en particular en el experimento PacAtl). Cuando se estudia por separado cada región se identifica convergencia sobre la zona de incidencia de los Scu modificados y divergencia al oeste de estas. Cuando se observa el experimento PacAtl se identifica un convergencia sobre la región del Atlántico, una divergencia mucho más acotada en la costa Chilena y una convergencia al norte de este.

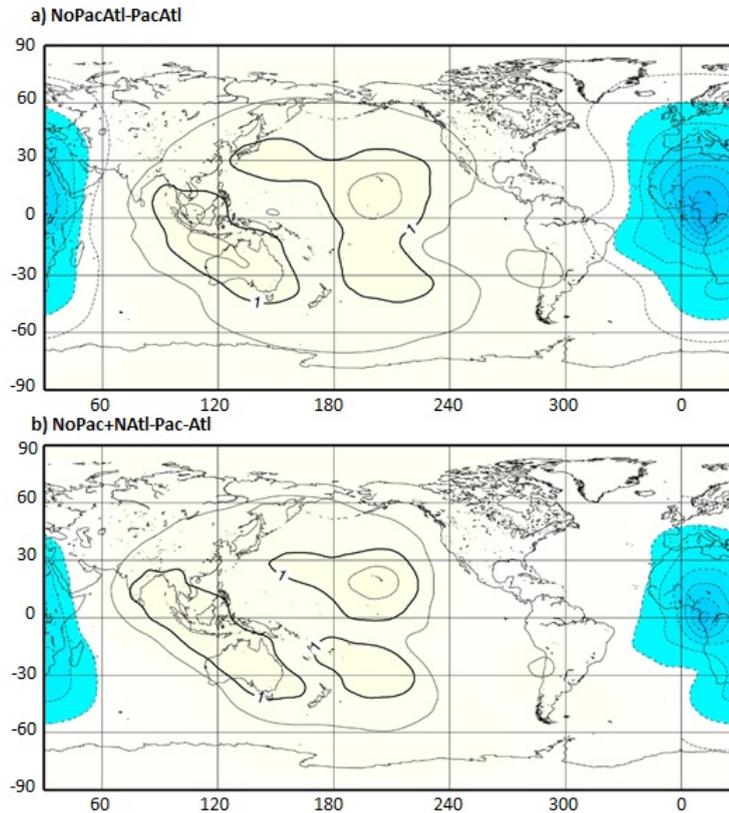


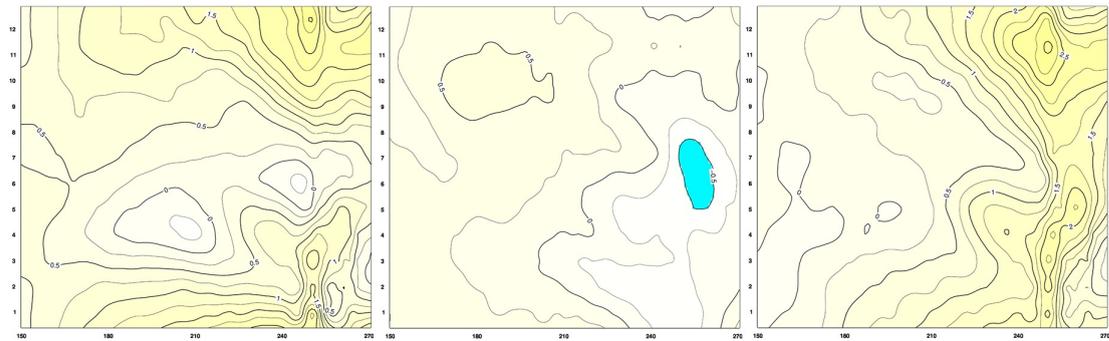
FIGURA 4.20: Función potencial (χ) a 200Hpa: a) representa el experimento NoPacAtl-PacAtl, b) NoPac-Pac+ NoAtl-Atl, los contornos se muestran cada $0,5 \times 10^6 m^2/s$

4.2.4. Influencia neta de los Scu en las cuencas: Atlántica y Pacífica en el ciclo anual

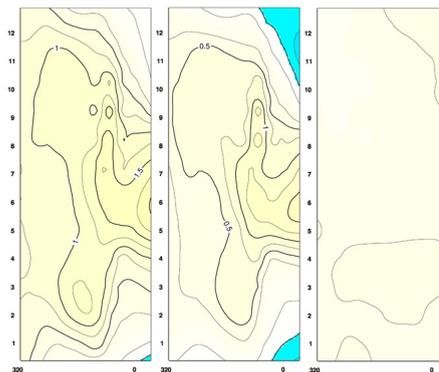
En esta sección mostraremos los resultados obtenidos para el ciclo anual por medio de análisis Hovmöller, realizados entre los experimentos No-Scu menos los experimentos prescritos. Estos nos ayudaran a seleccionar casos particulares, los cuales analizaremos en la próxima sección.

Para el caso de las TSM se encuentra que cada experimento concentra los cambios sobre la cuenca estudiada (Figura 4.21) con variaciones que llegan hasta los 3° tanto en el experimento NoPac-Pac como en el NoPacAtl-PacAtl.

En la mayoría de los casos se observa un calentamiento. En el caso del experimento NoPac-Pac con los contornos dibujados como en la Figura 4.21 no se observa ninguna zona donde la diferencia de la TSM de negativa, es decir que el experimento No-Scu presenta siempre TSM mayores que en el caso prescrito, mientras que en el caso de los experimentos NoAtl-Atl y NoPacAtl-PacAtl se presentan regiones de calentamiento y enfriamiento, predominando las diferencias positivas (mayores TSM en experimentos No-Scu). Esto sugiere que al quitar las Scu se produce un calentamiento en las cuencas



(a) Cuenca Pacífico experimento NoPacAtl-PacAtl, NoAtl-Atl, NoPac-Pac



(b) Cuenca Atlántica experimento NoPacAtl-PacAtl, NoAtl-Atl, NoPac-Pac

FIGURA 4.21: Hovmoëller TSM entre los 4°N-4°S. Se muestran los contornos cada 0.25°C

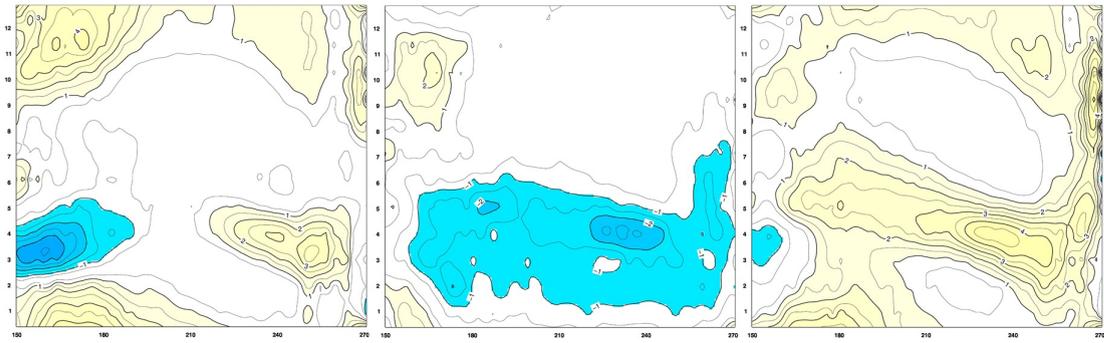
en la mayoría de los meses del año. Las regiones donde el enfriamiento es mayor se encuentran en el experimento NoAtl, llegando a los 0.8°.

Mas precisamente la influencia del experimento NoAtl sobre la región del Pacífico tiene una variación de entre -0.8° a 0.5° mientras que la influencia del experimento NoPac sobre la región del Atlántico tiene una variación de -0° a 0.4°, lo cual concuerda una mayor influencia del Atlántico sobre el Pacífico.

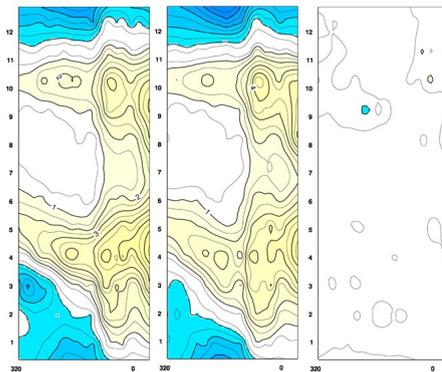
El experimento NoPacAtl-PacAtl intensifica los cambios que se efectúan al observar los experimentos por separado, extendiéndose en ambos casos los cambios hacia el oeste.

Al analizar la diferencias en la precipitación (4.22) se observa un comportamiento similar al caso de la TSM donde el experimento Pac parece no influir en gran medida sobre la cuenca Atlántica.

Se observa que la respuesta en los primeros meses del año del experimento Pac y Atl sobre la cuenca Pacífica son opuestas, lo cual marca una diferenciación entre la señal que envía cada región. Estas diferencias en la respuesta pueden deberse a cambios como los observados en las medias anuales donde pudimos apreciar cambios en la ITCZ.



(a) Cuenca Pacífica



(b) Cuenca Atlántica

FIGURA 4.22: Hovmöller de precipitación NoPacAtl-PacAtl, NoAtl-Atl, NoPac-Pac entre los 4°N-4°S, se muestran los contornos cada 0.5mm/día

Por otra parte al analizar el viento zonal a 850hPa (Figura 4.23) se observa que el experimento NoPac-Pac tiene una influencia menor sobre la cuenca Atlántica, al contrario de lo que se observa en el Pacífico donde el experimento NoAtl-NoAtl logra una influencia mayor, en este experimento los cambios negativos más grandes se ven en los meses de marzo, y los más positivos se observan en el mes de junio donde se observa cambios negativos sobre la costa este y positivos sobre la costa oeste. El experimento PacAtl tiene un comportamiento similar al observado en las cuencas por separado, aunque en el caso del Pacífico presenta un corrimiento temporal, ambas cuencas en dicho experimento presenta una disminución de la magnitud que los análisis por separados.

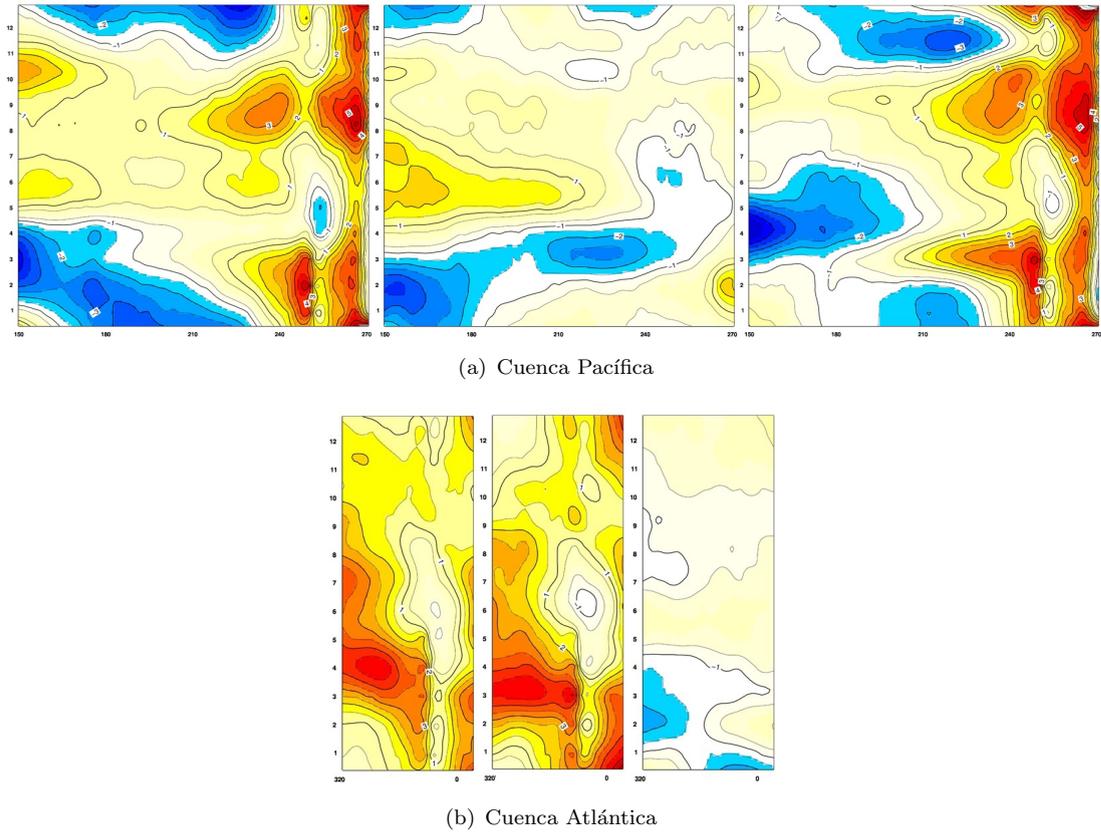


FIGURA 4.23: Hovmöller u850 NoPacAtl-PacAtl, NoAtl-Atl, NoPac-Pac. Se muestran los contornos cada 0.5m/s

El cuadro 4.2 muestra los valores máximos y mínimos de u850 en dichos análisis.

Cuenca	Experimento	Mínimo (m/s)	Máximo (m/s)
Atlántica	NoPacAtl-PacAtl	-0.7	4.8
Atlántica	NoAtl-Atl	-1.4	5.2
Atlántica	NoPac-Pac	-2.2	0.95
Pacífica	NoPacAtl-PacAtl	-4.3	5.6
Pacífica	NoAtl-Atl	-3.7	2.4
Pacífica	NoPac-Pac	-4.8	5.5

CUADRO 4.2: Cambios máximos y mínimos del viento zonal promediado en 10 años a 850hPa entre 4°S-4°N

4.3. Casos especiales dentro del ciclo anual: Meses de Marzo y Junio

En esta sección describiremos el comportamiento de las diferencias entre los experimentos No-Scu menos los experimentos prescritos para los meses de Marzo y Junio mediante el análisis de la TSM, la precipitación, la función corriente y potencial.

Se seleccionaron estos meses por lo visto en las secciones anteriores, donde se pudo apreciar que marzo y junio son los meses con mayores diferencias dentro del ciclo anual en cuanto a los efectos netos de los Scu en el Atlántico sobre la cuenca del Pacífico. En particular, los gráficos del viento zonal a 850hPa presentan cambios importantes en el Pacífico, debidos a los Scu prescritos en el Atlántico. Por otra parte, si observamos el experimento Pac podemos reconocer el mes de noviembre como otro mes relevante. En el Anexo C se pueden encontrar los gráficos de dicho mes y un breve análisis de los mismos.

La Figura 4.24 muestra la diferencia entre la TSM de marzo No-Scu menos prescrita para los tres experimentos y la Figura 4.25 muestra lo mismo para el caso de junio siguiendo el mismo esquema de colores y trazado que en las medias anuales. En el mes de marzo se puede observar como los experimentos NoPac-Pac y NoAtl-Atl afectan en áreas complementarias en el Pacífico ecuatorial con una tendencia a incrementarse la temperatura en los experimentos No-Scu salvo en la región al noreste del ecuador en el Pacífico y en la zona al norte del Atlántico donde se ve un enfriamiento de la TSM en los experimentos NoPac y NoAtl respectivamente. En el caso del experimento NoPacAtl las zonas de enfriamiento se ven reducidas, obteniéndose un incremento en toda la zona ecuatorial. Además se observa como todos los experimentos consiguen influenciar la cuenca del Indico, con calentamientos en los experimentos No-Scu. En el caso del experimento NoPac esta influencia es menor y presenta sobre el Indico una segunda zona entre los 30 y 60°S donde se aprecia un enfriamiento.

En el caso del experimento NoAtl se observa como en el mes de junio tiende a enfriarse las zonas cercanas a América del Sur mientras las zonas del Pacífico central oriental y el Atlántico ecuatorial occidental tienden a calentarse. El experimento NoPac genera una especie de dipolo en el Pacífico ecuatorial generando enfriamientos al norte de este y calentamientos al sur, representando el mismo patrón que el encontrado en el mes de marzo pero con una distribución territorial diferente, estos calentamientos se extienden a la región del Atlántico ecuatorial.

También se puede observar como el modelo representa correctamente el corrimiento al sur de la ITCZ de acuerdo a la época del año.

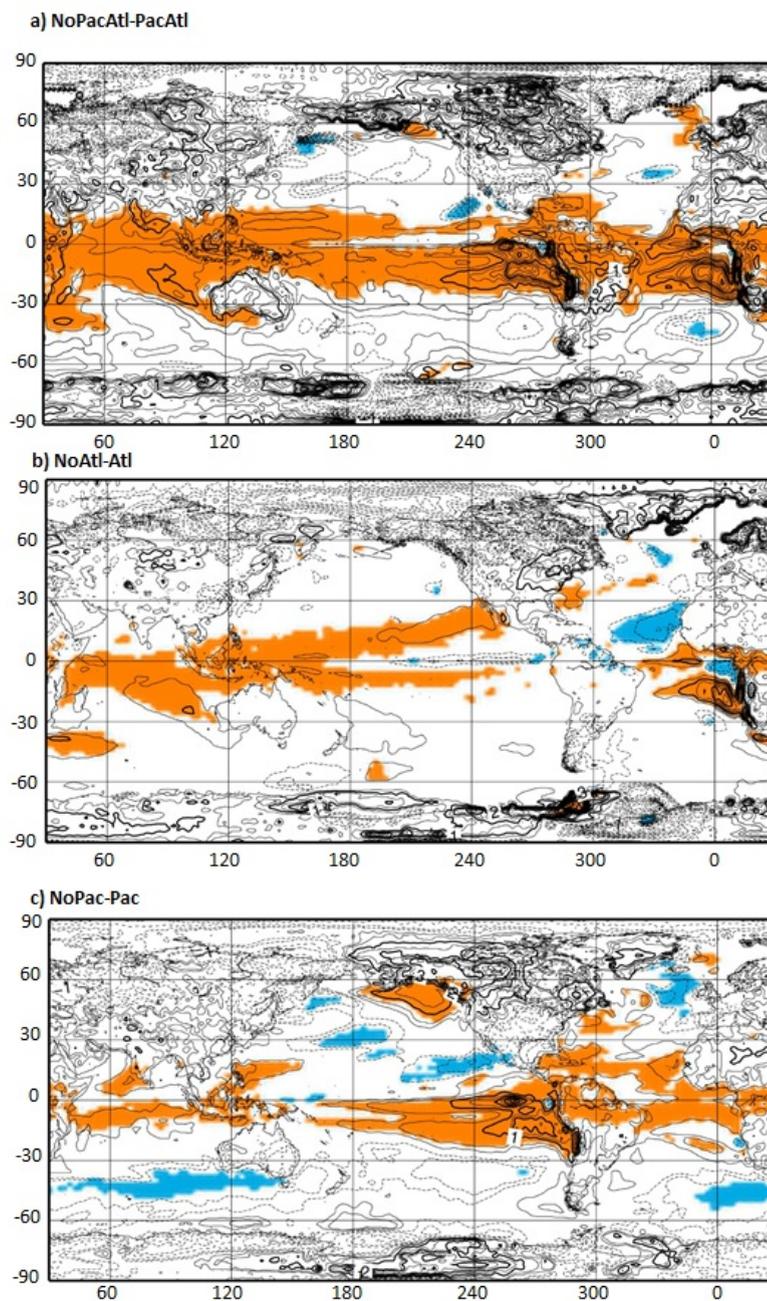


FIGURA 4.24: En contornos continuos se muestra la diferencia positiva del experimento No-Scu menos el experimento prescrito para el mes de Marzo de la TSM cada 0.25°C mientras que en contornos discontinuos se muestra la diferencia negativa. Los colores representan significancia al 95 %: a) representa NoPacAtl-PacAtl, b) NoAtl-Atl c) NoPac-Pac

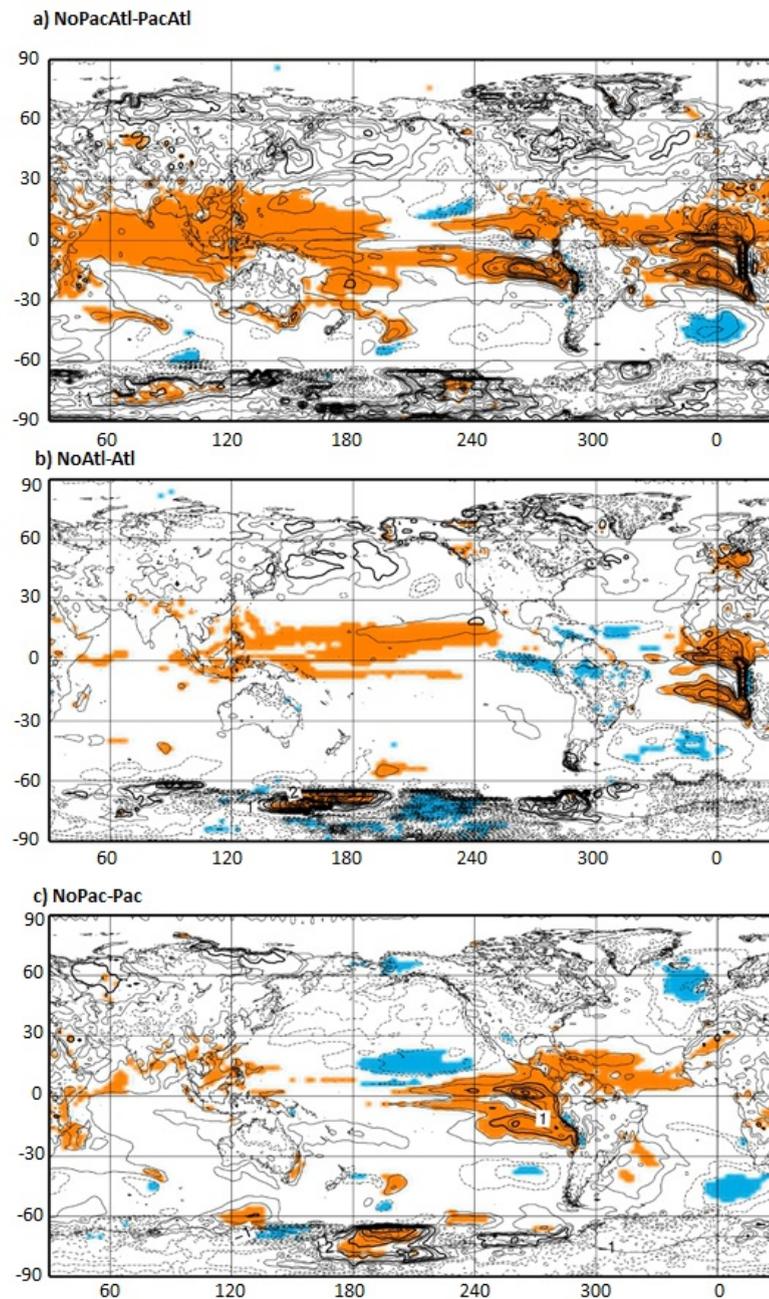


FIGURA 4.25: En contornos continuos se muestra la diferencia positiva del experimento No-Scu menos el experimento prescrito para el mes de Junio de la TSM cada 0.25°C mientras que en contornos discontinuos se muestra la diferencia negativa. Los colores representan significancia al 95 %: a) representa NoPacAtl-PacAtl, b) NoAtl-Atl c) NoPac-Pac

En cuanto a la precipitación Figuras 4.26 y 4.27 se ve como los distintos experimentos afectan en gran medida la región modificada, lo que es esperable, con una mayor precipitación al no estar los Scu.

En el caso de marzo, el experimento Atl muestra un incremento en la precipitación en la región que fueron quitadas los Scu la cual se extiende por todo el océano Atlántico en esa latitud.

Presenta una disminución de la precipitación en las regiones aledañas y en el Pacífico ecuatorial. Por otra parte el experimento Pac presenta un comportamiento similar, con aumento de precipitación sobre la ITCZ y una disminución en los bordes de la zona afectada, con mayor extensión al norte de la misma.

El experimento PacAtl presenta los mismos cambios que los experimentos por separado, acentuándose más los efectos en el Pacífico ecuatorial occidental, donde se observa una disminución de la precipitación.

En todos los experimentos se aprecia una ITCZ corrida hacia el sur lo cual es coherente con la época del año.

En junio se ve como el experimento Atl parece afectar en mayor medida las otras cuencas. Al modificar tanto en el Pacífico como en el Atlántico (exp. PacAtl) se observa como en el mes de junio se produciría menos precipitación sobre la zona de Uruguay al no contar con los Scu, esto no se ve en los experimentos por separados. En el experimento PacAtl se logra identificar zonas donde la precipitación aumentaría al norte del ecuador, en el atlántico central mientras que en el Pacífico disminuirían, además se ve un aumento al sur del ecuador en el Pacífico y una disminución sobre la costa de América y sobre el Atlántico, mientras que en el experimento Pac se ve como en el Pacífico ecuatorial aumentarían las precipitaciones y como al sur y norte de este se verían disminuidas las mismas.

En el experimento Atl se observa como se producirían cambios en toda la zona ecuatorial, ampliándose en la cuenca atlántica, con menor precipitación al sur del ITCZ del Pacífico y mayor al norte, este patrón se extendería hacia el norte de América del sur. En el atlántico ecuatorial se aprecian zonas de mayor y menor precipitación concentrándose las zonas de mayor precipitación al centro de la zona y los de menor en los bordes de la misma.

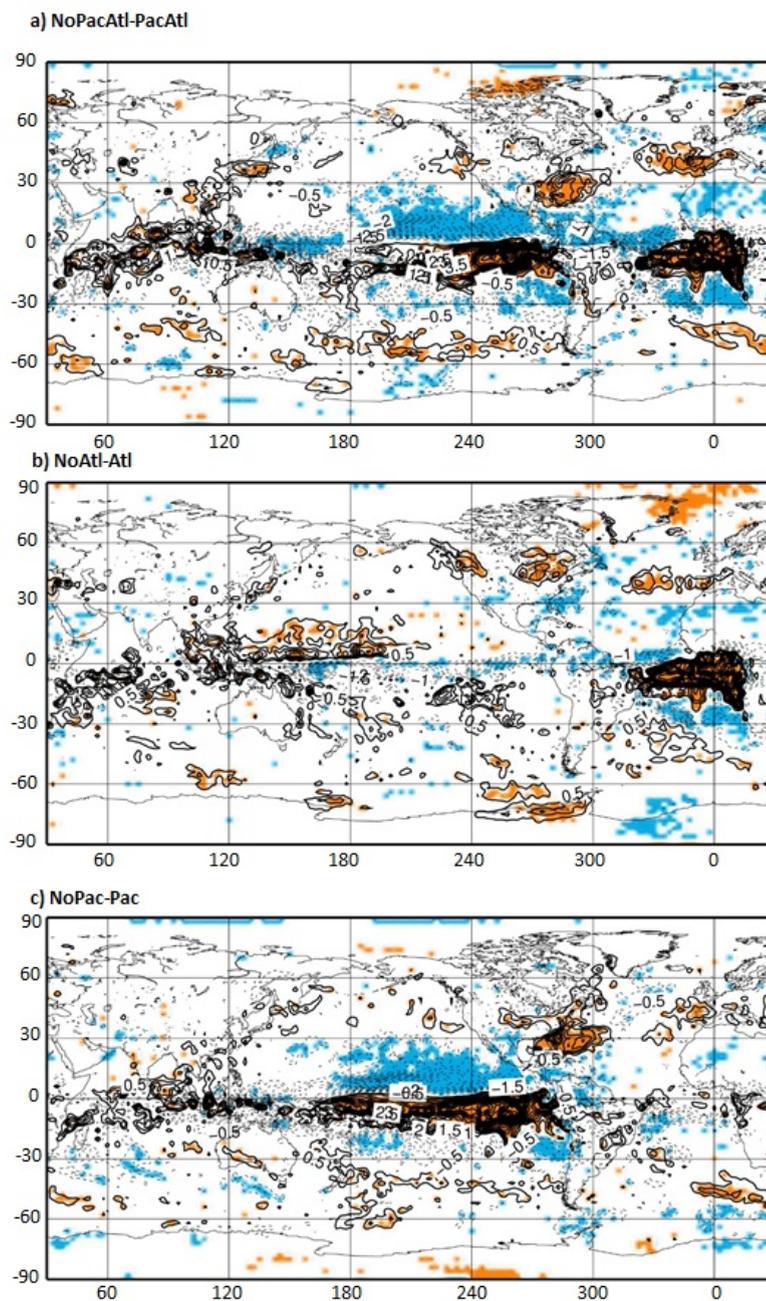


FIGURA 4.26: En contornos continuos se muestra la diferencia positiva del experimento No-Scu menos el experimento prescrito para el mes de Marzo de la precipitación cada 0.5mm/día mientras, los colores representan significancia al 95%: a) representa NoPacAtl-PacAtl, b) NoAtl-Atl c) NoPac-Pac

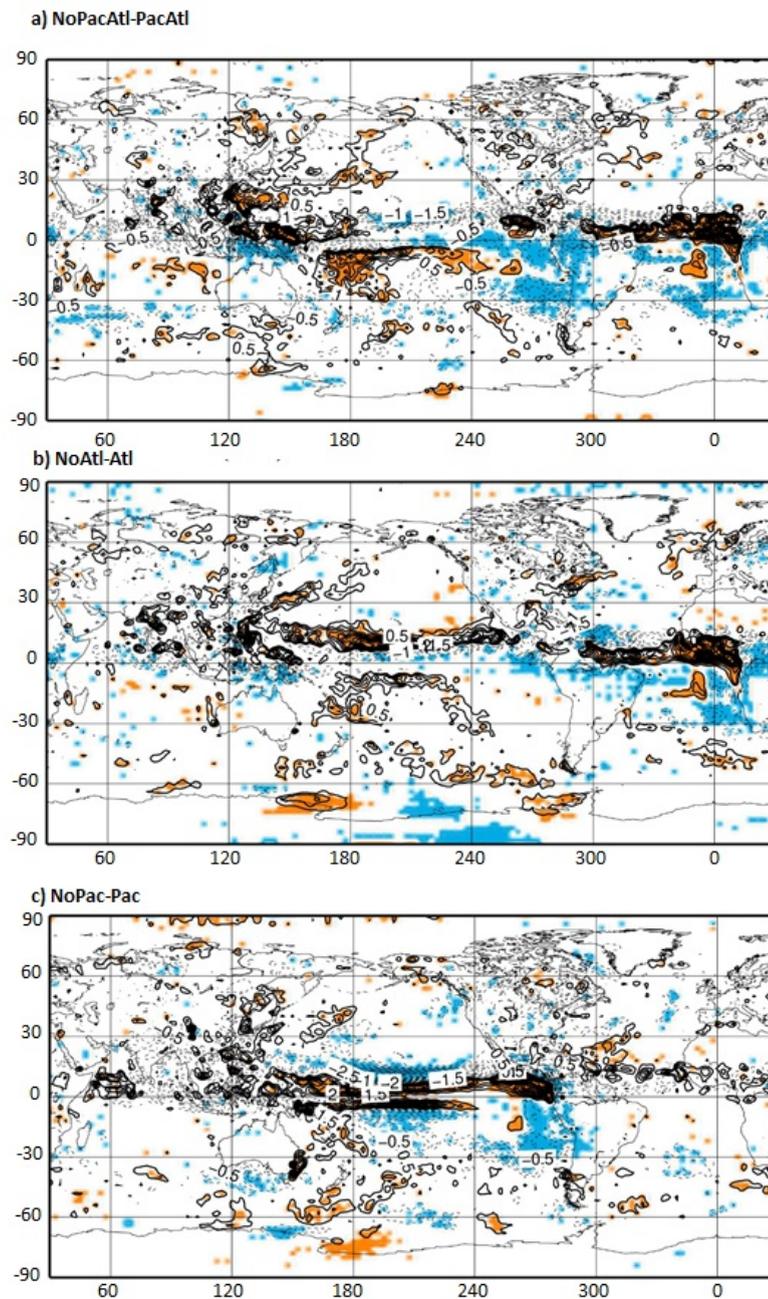


FIGURA 4.27: En contornos continuos se muestra la diferencia positiva del experimento No-Scu menos el experimento prescrito para el mes de Junio de la precipitación cada 0.5mm/día mientras, los colores representan significancia al 95 %: a) representa NoPacAtl-PacAtl, b) NoAtl-Atl c) NoPac-Pac

Por otra parte la Figura 4.28 y 4.29 muestran a ψ 200hPa a la izquierda y ψ 850hPa a la derecha para los distintos experimentos en los meses de marzo y junio respectivamente. De ellas se desprende que la función corriente del experimento Atl y Pac, en 200hPa, en el mes de marzo presenta un dipolo (norte-sur del ecuador) al oeste de la zona modificada, estos dipolos indican una circulación anticiclónica en altura. Un segundo dipolo más tenue y de signo opuesto se observa al oeste de estas.

El experimento PacAtl al igual que el promedio decadal se asemeja a la suma de los experimentos por separado, potenciándose la circulación anticiclónica al oeste de la perturbación sobre el Pacífico.

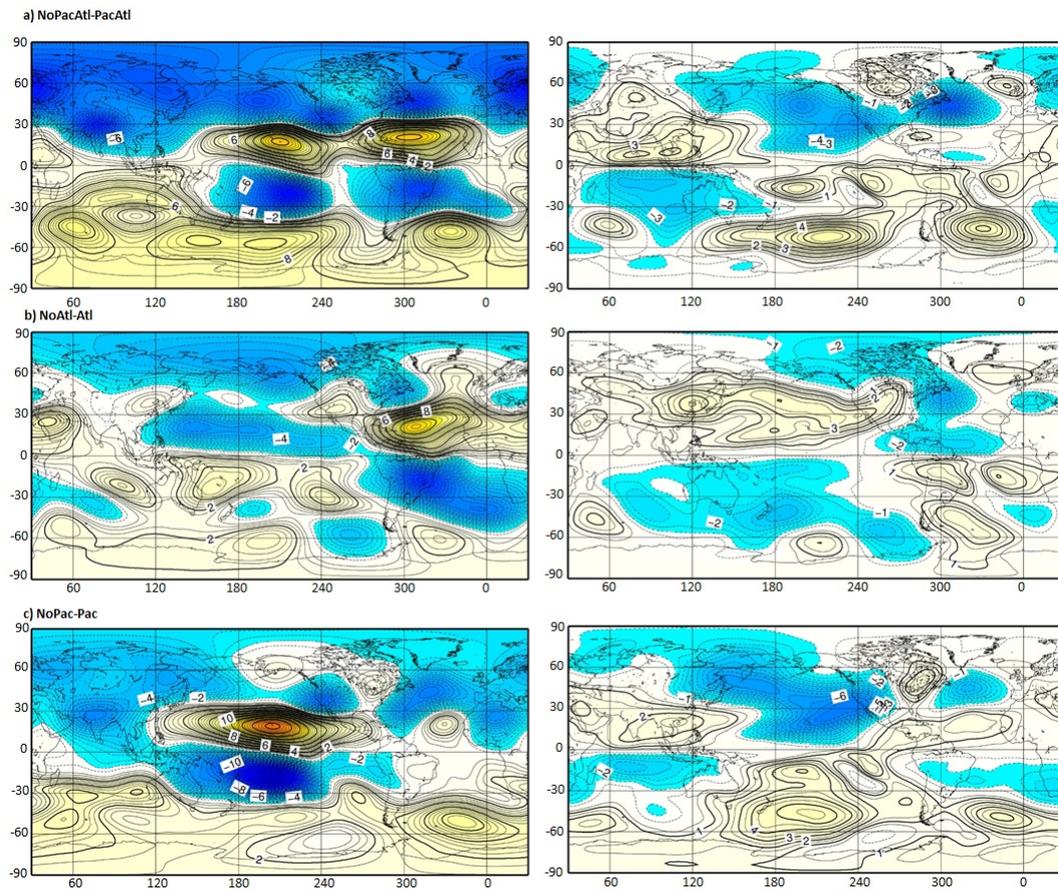


FIGURA 4.28: Función corriente (ψ) a 200hPa (izquierda) y 850hPa (derecha) del mes de marzo: a) representa el experimento NoPacAtl-PacAtl, b) NoAtl-Atl c) NoPac-Pac, los contornos se muestran cada $0,5 \times 10^6 m^2/s$

En el caso del mes de Junio el experimento Pac, en 200hPa muestra 5 centros negativos en latitudes medias (actividad anticiclónica), produciéndose una de ellas sobre sud América, este centro se repite en el experimento Atl, aunque este experimento no repite los centros aledaños presentando en este caso actividad ciclónica más definida que en los otros experimentos. El experimento PacAtl muestra un comportamiento similar al experimento Pac, con 5 zonas bien definidas de actividad anticiclónica.

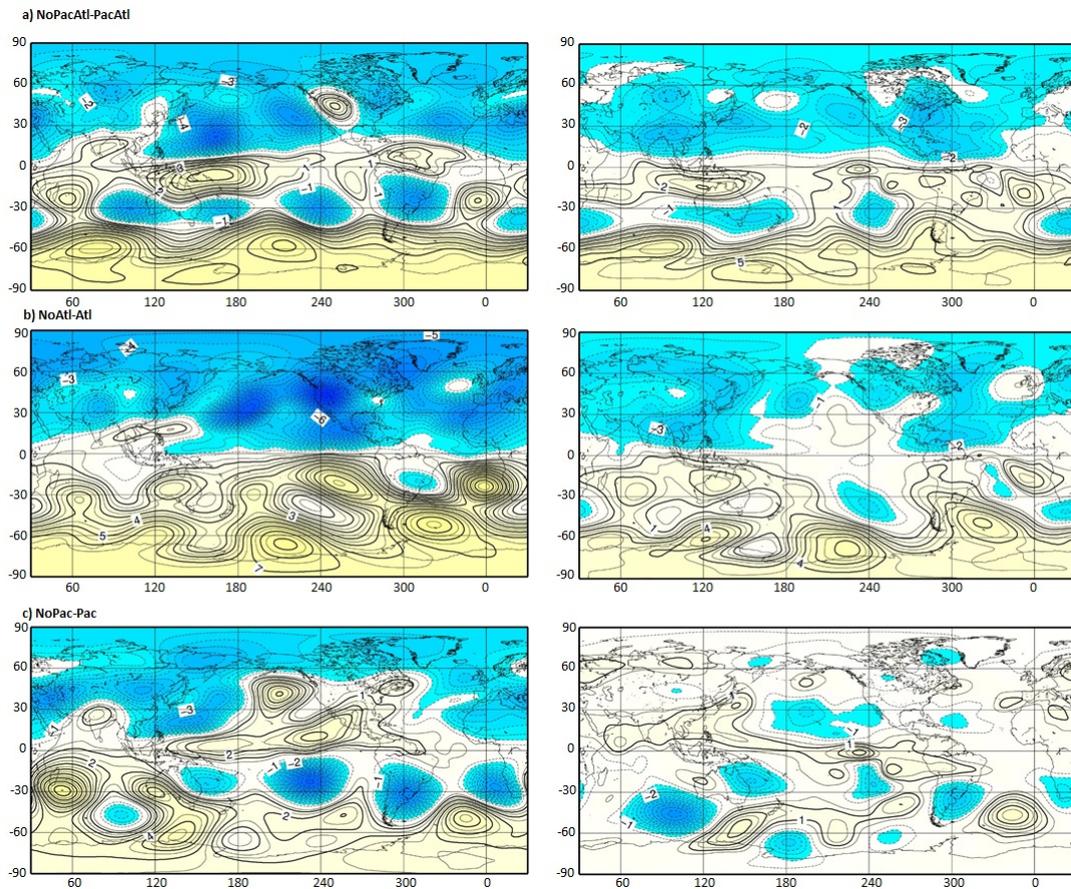


FIGURA 4.29: Función corriente (ψ) a 200hPa, 850hPa junio: a) representa el experimento NoPacAtl-PacAtl, b) NoAtl-Atl c) NoPac-Pac, los contornos se muestran cada $0,5 \times 10^6 m^2/s$

Las Figuras 4.30 y 4.31 muestran los resultados obtenidos para χ 200hPa y χ 850hPa, a la izquierda y derecha respectivamente, para los distintos experimentos en los meses de marzo y junio respectivamente. Ambos meses muestran zonas muy definidas de convergencia y divergencia, presentando el mes de junio zonas de menor extensión.

En el experimento Atl, el mes de marzo, muestra una zona de divergencia en altura sobre toda la región del Atlántico oriental extendiéndose hacia el continente Africano y Asiático, incluyendo en ella la zona del indico. Presenta una convergencia en altura con máximo en el Pacífico ecuatorial oriental, la cual se extiende por gran parte de América. Estas convergencias/divergencias se corresponden con los resultados a 850hPa.

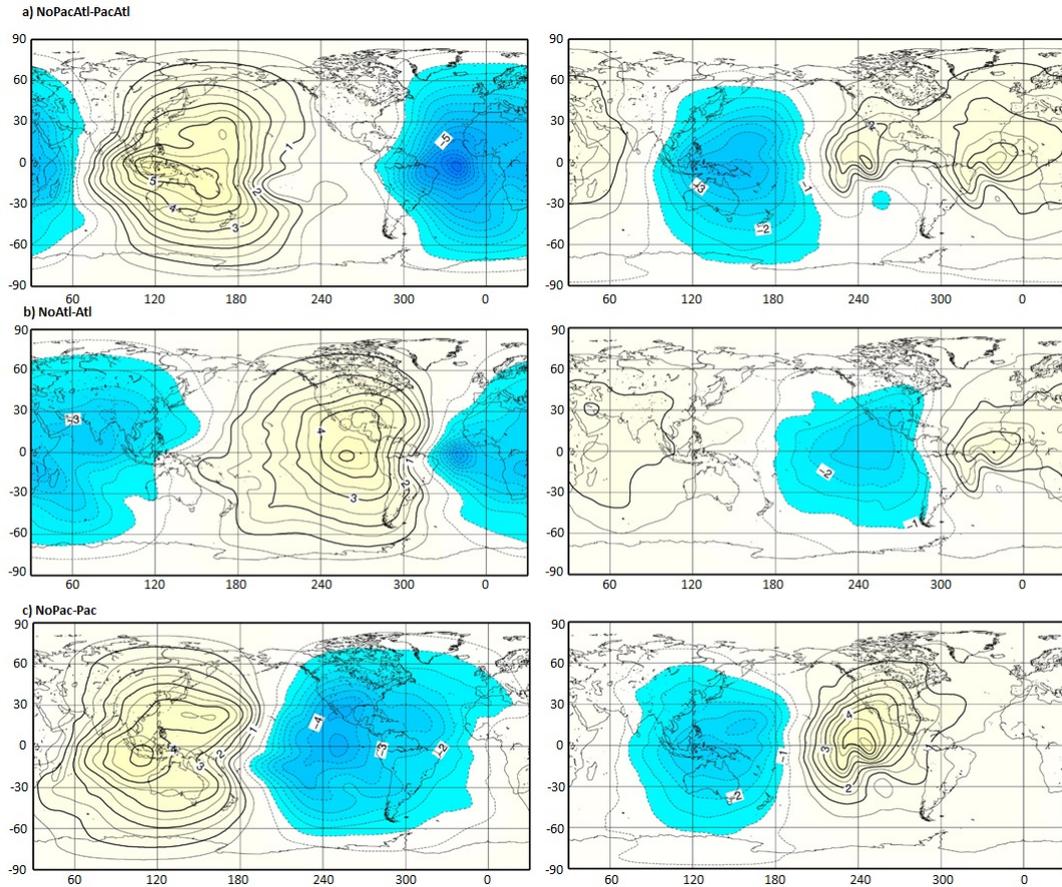


FIGURA 4.30: Función potencial (χ) a 200hPa y 850hPa (izquierda y derecha respectivamente) para el mes de marzo: a) representa el experimento NoPacAtl-PacAtl, b) NoAtl-Atl c) NoPac-Pac, los contornos se muestran cada $0,5 \times 10^6 m^2/s$

En el caso del experimento Pac estas zonas se encuentran desplazadas, registrándose divergencia en la zona del Pacífico oriental y América, mientras que la zona de convergencia tiene su punto máximo cerca de Indonesia, extendiéndose por el Pacífico occidental y el Indico oriental.

Tanto en el experimento Pac como en el Atl se observan zonas de divergencia en las zonas donde los Scu fueron modificadas.

El experimento PacAtl muestra zonas de divergencia sobre todo el Atlántico alcanzando gran parte de América del sur, África, Europa y parte de Indico mientras que las zonas de convergencia se observan en todo el Pacífico occidental.

En el caso de junio la zona de divergencia en altura del experimento Pac coincide con la de convergencia en el experimento Atl, comprendiendo esta entre los $30^{\circ}S-60^{\circ}N$, la zona de convergencia del experimento Pac tiene su máximo en la misma zona que el experimento Atl tiene su máximo de divergencia pero esta ultima tiene una extensión menor, dado la naturaleza opuesta de las señales de cada zona se observa que el experimento

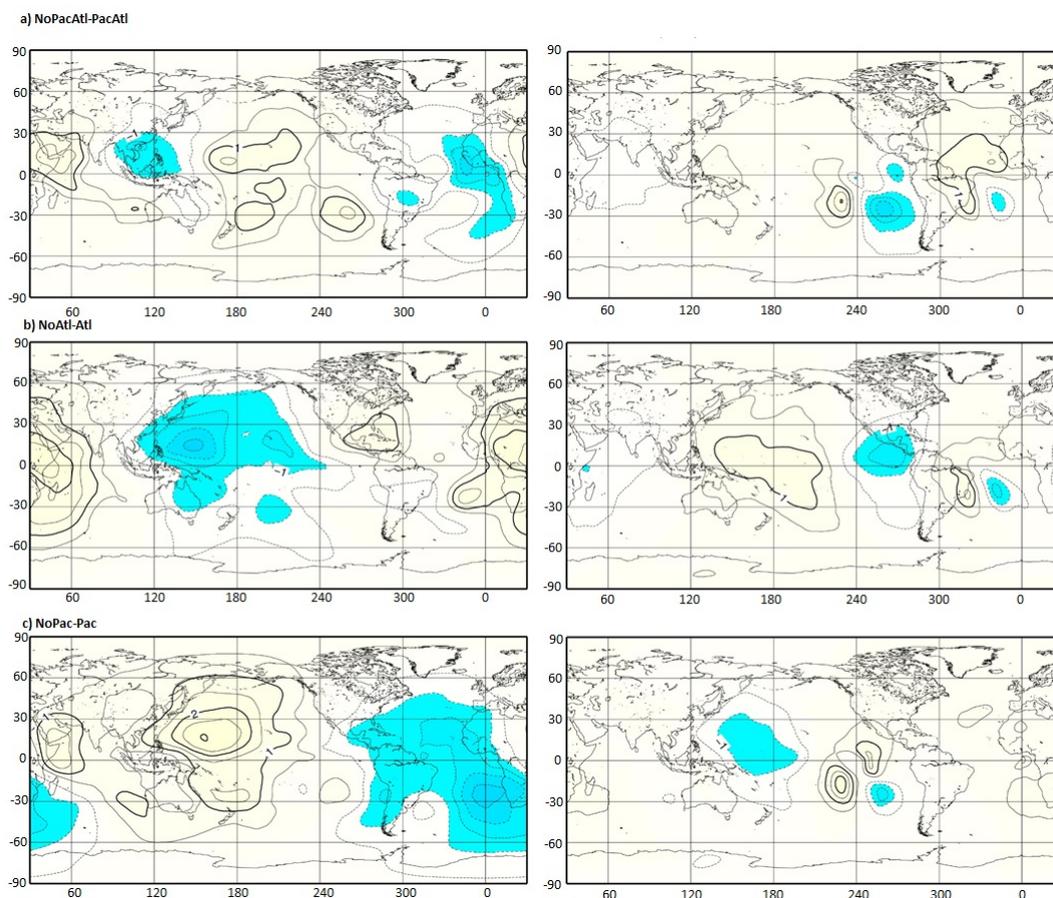


FIGURA 4.31: Función potencial (χ) a 200hPa y 850hPa (izquierda y derecha respectivamente) para el mes de junio: a) representa el experimento NoPacAtl-PacAtl, b) NoAtl-Atl c) NoPac-Pac, los contornos se muestran cada $0,5 \times 10^6 m^2/s$

PacAtl posee una señal más tenue, con zonas de divergencia en la zona de Indonesia, del Atlántico oriental y una tercer zona sobre América del sur (al este de Bolivia), las zonas de convergencia se encuentran dispersas por el Pacífico y medio oriente, la concordancia con el nivel de 850hPa es menor.

En comparación con las medias anuales la función corriente presenta una estructura similar al mes de marzo con las zonas de circulación ciclónica y anticiclónica corridas hacia las costas occidentales de los continentes aunque de una magnitud inferior. La circulación que se observa a los $30^\circ S$ en los distintos meses analizados solo se observa en el experimento Atl.

En el caso de la función potencial se observan zonas de convergencia/divergencia consistentes con los análisis mensuales.

Destacamos que la influencia de los Scu del Atlántico sobre la cuenca del Pacífico es muy diferente en marzo y en junio. En junio, la TSM del Atlántico tropical sur es mas fría que en marzo, y las precipitaciones convectivas no se ven tan afectadas por el

enfriamiento adicional de los S_{cu} . Esto puede contribuir a explicar las mayores anomalías de precipitación negativas en el Atlántico ecuatorial durante el mes de marzo respecto a junio (Figuras 4.26b, 4.27b). Esto a su vez es consistente con las diferencias de potencial halladas en las Figuras 4.28b y 4.29b.

Por otra parte, estos resultados, al igual que se encontró en las medias anuales, se corresponden con el modelo de A. Gill descrito anteriormente.

Capítulo 5

Síntesis y Conclusiones

En este trabajo se buscó entender la influencia de los Scu de las costas occidentales del océano Pacífico y del océano Atlántico utilizando el modelo de la UCLA acoplado.

De la comparación del experimento de Control, los datos de la NOAA y los experimentos con los Scu prescritos se desprende que si bien presentan diferencias el modelo de la UCLA acoplado reproduce razonablemente varios aspectos del clima observado. En particular la simulación de control muestra máximos locales de incidencia de los Scu en las regiones esperadas pero no logra reproducir su intensidad de forma adecuada, sobreestimando la incidencia de los Scu en el Atlántico tropical sudoriental, mientras que en el Pacífico sudoriental es realista durante el invierno y primavera australes, y es subestimada durante el verano y otoño. El campo de precipitación muestra que la ITCZ del Pacífico y el Atlántico están centradas al norte del ecuador, de manera consistente con los datos de observación, la zona de convergencia del Pacífico Sur esta más orientada zonalmente y desplazada hacia el ecuador que en el análisis de los datos observados, lo que implica un sesgo moderado de doble ITCZ.

La simulación PacAtl muestra como efectivamente al prescribir los Scu en ambas cuencas se obtiene una simulación más similar a las observaciones que en los otros experimentos. Prescribiendo por separado, también se ve una mejora con respecto a la simulación de control pero de menor magnitud. En los 3 experimentos prescritos se observa como ambas cuencas son influenciadas tanto en la TSM como en la precipitación.

Se encontró que tanto en las medias anuales como en el análisis de meses particulares, los Scu afectan a la TSM y los patrones de precipitación en la zona tropical de los océanos y, a través de ellos, la circulación atmosférica global tropical y extratropical de modo consistente con lo indicado por C. Wang [10]. Otros trabajos como Rodríguez-Fonseca et al [13] muestran como efectivamente los mecanismos que se activan en el Atlántico

logran modificar la circulación de Walker y con ella la circulación del Pacífico ecuatorial con un efecto contrario entre las distintas cuencas.

Más específicamente en nuestro trabajo encontramos que la media anual de la TSM presenta calentamientos en las zonas tropicales en los casos sin Scu con respecto a los casos prescritos, especialmente en las cuencas modificadas. Además en el caso del experimento NoPac-Pac se encontraron varias zonas de enfriamiento por fuera de la zona tropical.

Para el caso de la media anual de precipitación los cambios se concentran en la zona ecuatorial, ampliándose en la cuenca modificada a toda la zona tropical, con aumentos de precipitación en los casos sin Scu en la zona ecuatorial correspondiente a las zonas estudiadas y disminución en las zonas exteriores a estas. En el caso que se modificaron los Scu del Atlántico se observa que además de cambiar su cuenca contribuyen con un efecto contrario sobre la cuenca Pacífica oriental, mismo resultado encontrado por trabajos previos como ser [10],[34].

Al prescribir las nubes del Pacífico, con los cambios en la TSM y la precipitación se observa un alivio el sesgo de doble ITCZ con respecto al experimento de control, lo cual muestra la importancia de mejorar la incidencia de los Scu.

Al no permitir la generación de Scu la doble ITCZ se ve reforzada en la cuenca modificada.

Las diferencias de NoAtl menos Atl muestra en la cuenca del Atlántico patrones similares a los encontrados en el experimento NoPac menos Pac sobre la propia cuenca, mientras que muestra diferencias de signo opuesto en la cuenca del Pacífico. Esta diferencia se puede observar claramente en el análisis de las medias anuales de la función corriente. Se propone como hipótesis que los resultados son consistentes con el modelo de respuesta a un calentamiento desarrollado por A. Gill [39]. En la Figura 5.1 se superpone resultado de A. Gill a las diferencias entre las simulaciones sin Scu con el caso prescrito en las diferentes zonas de interés. El modelo de A. Gill indica ascensos (descensos) al este de la zona del calentamiento y descenso (ascenso) en regiones aledañas que corresponden a la cuenca adyacente a la que se prescribieron cambios en los Scu. En nuestro caso al encontrarnos con un enfriamiento los ascensos/descensos se producen a la inversa que en el modelo de A. Gill, si por el contrario mostráramos la diferencia prescrita menos No-Scu observamos exactamente el mismo comportamiento que dicho modelo lo cual infiere la importancia de una buena simulación de los Scu.

También se observa una cierta independencia entre las 2 cuencas, ya que al sumar los efectos de estudiar ambas cuencas por separado es similar al análisis en conjunto.

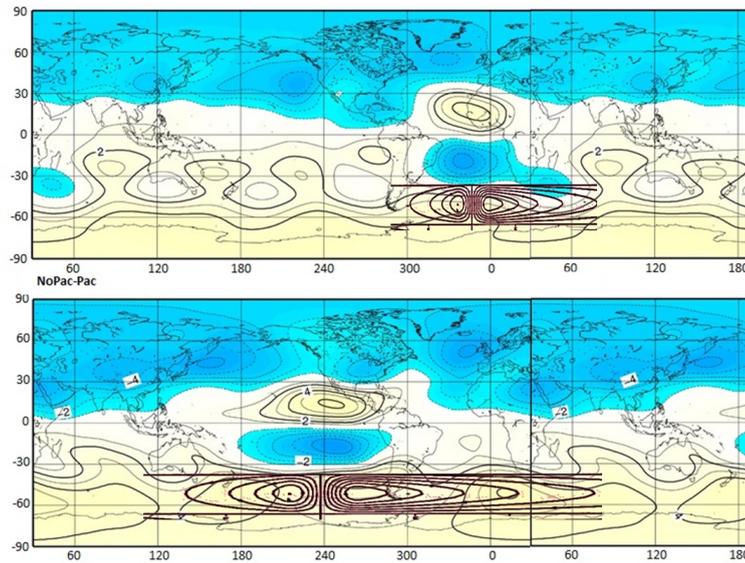


FIGURA 5.1: Media anual función corriente a 200hPa + contornos en la vertical para los experimentos NoAtl-Atl, NoPac-Pac

El Cuadro 5.1 sintetiza la afectación de los distintos experimentos sobre la zona ecuatorial en la cuenca Pacífica y Atlántica para las medias anuales.

Cuenca	NoPacAtl-PacAtl		NoAtl-Atl		NoPac-Pac	
	Pacífica	Atlántica	Pacífica	Atlántica	Pacífica	Atlántica
TSM	+	+	+ -	+ -	+ -	+
Precipitación	+ -	+ -	+ -	+ -	+ -	-
ψ_{250hPa}	Anticiclón	Anticiclón	Ciclón	Anticiclón	Anticiclón	-
χ_{250hPa}	Convergencia	Divergencia	Convergencia	Divergencia	Convergencia/Divergencia	Divergencia

CUADRO 5.1: Síntesis de los resultados de las medias anuales de los experimentos en la zona ecuatorial en referencia a los experimentos sin Scu con respecto a los experimentos prescritos.

En el caso de la TSM del ciclo anual se encuentra como las afectaciones se concentran en las zonas estudiadas con un refuerzo de los cambios al modificar ambas cuencas extendiendo su respuesta hacia el oeste. Al igual que en la precipitación de las medias anuales se aprecia un efecto contrario del Atl sobre la cuenca del Pacífico. El ciclo anual del viento zonal a 850hPa muestra la misma sincronía que se observa en la TSM y en la precipitación con una mayor influencia del Atl sobre el Pacífico y un experimento PacAtl que tiene un comportamiento similar al observado en las cuencas por separado.

La influencia más importante del Atl sobre la cuenca Pacífica se observa en los meses de marzo y junio mientras que la influencia más importante del Pac se produce en el mes de noviembre sobre la misma cuenca.

El mes de marzo se destaca por un comportamiento similar a la media anual, pero más marcado. Este muestra un patrón de precipitación más ruidoso aunque a grandes rasgos el cuadro 5.1 es aplicable a sus resultados. Al igual que en el caso de las medias

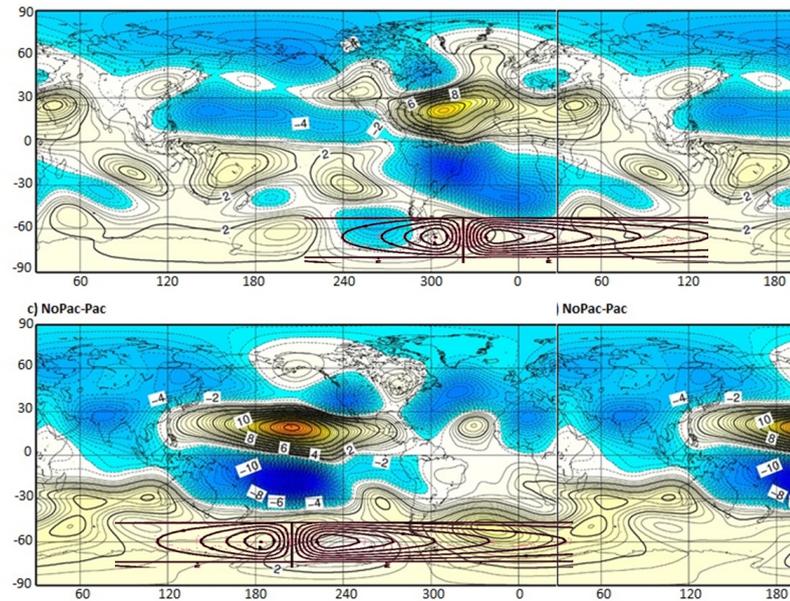


FIGURA 5.2: Función corriente a 200hPa + contornos en la vertical para los experimentos NoAtl-Atl, NoPac-Pac en marzo.

anuales este mes presenta cambios consistentes con el modelo de A. Gill [39] (Figura 5.2), evidenciando de esta forma como los cambios en el Atlántico pueden modificar el Pacífico. Estos resultados también son consistentes con la función potencial.

En el caso del mes de junio no se observa un patrón tan definido como en el caso de marzo con cambios menos extendidos en la TSM y en la precipitación. Es probable que se deba a que la climatología de TSM del Atlántico ecuatorial sur es más fría en este mes, lo que implica que la superficie afectada por los Scu es relativamente menor. En este mes también nos encontramos con 5 centros de actividad anticiclónica en el experimento Pac a 200hPa, en latitudes medias, mientras que en el experimento Atl las actividades ciclónicas se encuentran más definidas. El experimento PacAtl muestra un comportamiento similar al experimento Pac, con 5 zonas bien definidas de actividad anticiclónica.

Se desprende de los análisis realizados que la disminución de los Scu tanto del Pacífico como del Atlántico afectan al Pacífico ecuatorial lo cual podría favorecer la presencia del fenómeno de la Niña/Niño lo que conllevaría a una disminución/aumento de la precipitación sobre Uruguay.

Anexos

Anexo A

Función corriente y potencial

De acuerdo al teorema de Helmholtz el viento horizontal puede ser dividido en una parte no divergente (rotacional) y otra divergente (irrotacional) de la siguiente forma:

$$\vec{v} = \vec{k} \times \nabla\psi - \nabla\chi \quad (\text{A.1})$$

La parte no divergente se relaciona con la función de corriente, ψ , y la divergente con el potencial χ .

Obteniéndose que :

$$\nabla \cdot v_\psi = 0 \qquad \nabla \wedge v_\chi = 0$$

De esta forma alejados de la zona ecuatorial se cumple que la dirección del viento es aproximadamente paralela a los contornos de ψ , y su sentido es tal que deja los valores altos de esta función a la derecha, y su intensidad proporcional al gradiente de ψ . Por tal motivo es muy útil analizar el viento mediante la descomposición en estas funciones.

La determinación de estas funciones fue resuelto por Helmholtz, quien encontró que

$$\nabla^2\psi = \zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (\text{A.2})$$

$$\nabla^2\chi = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \quad (\text{A.3})$$

La explicación de como se resuelven las mismas se pueden encontrar en Lynch [40].

Anexo B

Modelo de aguas someras: Ondas de Kelvin y Rossby

En este anexo describiremos las ecuaciones de las Ondas de Kelvin y Rossby utilizando para ello el modelo de aguas someras, para ello nos basaremos en el libro Geophysical Fluid Dynamics [41]. Luego siguiendo el trabajo de A. Gill [39] describiremos los resultados encontrados por el mismo para justificar la señal encontrada ante calentamientos simétricos o antisimétricos.

Comenzamos considerando una lámina de fluido con densidad constante y uniforme. La altura de la superficie del fluido por encima del nivel de referencia $z=0$ es $h(x, y, t)$. Asumiendo un fluido incompresible y de densidad constante la ecuación de conservación de masa se puede escribir como:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (\text{B.1})$$

y la ecuación del momento en forma de componentes :

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \\ \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} - fw &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \end{aligned} \quad (\text{B.2})$$

Aplicando ordenes e hidrostática las ecuaciones de cantidad de movimiento horizontal se convierten entonces en

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} - fv &= -g\frac{\partial h}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} + fu &= -g\frac{\partial h}{\partial y}\end{aligned}\quad (\text{B.3})$$

Bajo la condición de que u y v son independientes de z , podemos integrar B.1 en z para obtener:

$$w(x, y, z, t) = -z \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \tilde{w}(x, y, t) \quad (\text{B.4})$$

Considerando la condición de no atravesamiento en el borde y llamándole H a la altura total, la ecuación de conservación de la masa se convierte en:

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uH) + \frac{\partial}{\partial y}(Hv) = 0 \quad (\text{B.5})$$

o lo que es equivalente:

$$\frac{\partial H}{\partial t} + H \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad (\text{B.6})$$

El primero de ellos, B.5, establece que si la divergencia horizontal local del volumen, $\nabla \cdot (u_H H)$, es positiva, debe compensarse con una disminución local del espesor de la capa debido a una caída en el superficie libre. El segundo enunciado, B.6, muestra que siguiendo al fluido, a medida que la sección transversal A de una columna aumenta:

$$\frac{1}{A} \frac{dA}{dt} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (\text{B.7})$$

el espesor total debe disminuir para que

$$\frac{1}{A} \frac{dA}{dt} + \frac{1}{H} \frac{dH}{dt} = 0 \quad (\text{B.8})$$

es decir, para que el volumen HA permanezca constante.

Para continuar con este estudio consideraremos movimientos de pequeña amplitud, esto permite una linealización de las ecuaciones de movimiento.

La ecuación que gobierna los movimientos linealizados será $H_0(x, y)$.

Entonces en general:

$$H(x, y, t) = H_0(x, y) + \eta(x, y, t) \quad (\text{B.9})$$

La condición de que la amplitud sea pequeña implica que $\eta \ll H_0$. Además supongamos que u y v son lo suficientemente pequeños como para que

$$\frac{\partial u_H}{\partial t} \gg u_H \cdot \nabla u_H \quad (\text{B.10})$$

Con lo cual las formas linealizadas de B.3 y B.5, que ignoran todos los términos cuadráticos en las variables dinámicas u , v , con respecto a los términos lineales, son:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} - fv &= -g \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + fu &= -g \frac{\partial \eta}{\partial y} \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uH_0) + \frac{\partial}{\partial y}(vH_0) &= 0 \end{aligned} \quad (\text{B.11})$$

Definiendo el vector de flujo de masa linealizado como $U = iU + jV$, donde $U = uH_0$ y $V = vH_0$ la ecuación B.12 se convierten en:

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} - fV &= -gH_0 \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ \frac{\partial V}{\partial t} + fU &= -gH_0 \frac{\partial \eta}{\partial y} \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} &= 0 \end{aligned} \quad (\text{B.12})$$

Manipulando las ecuaciones B.12 de la siguiente forma:

paso 1: sumar las 2 primeras ecuaciones

paso 2: derivar según el tiempo

paso 3: restar las 2 primeras ecuaciones

paso 4: sustituir el resultado del paso 3 en la ecuación del paso 2

se puede obtener una ecuación que solo dependa de η :

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[\left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + f^2 \right) \eta - \nabla \cdot (C_0^2 \nabla \eta) \right] - gfJ(H_0, \eta) = 0 \quad (\text{B.13})$$

donde $C_0^2 = gH_0$ y $J = \text{jacobiano}$

De esta forma las velocidades u y v se pueden encontrar en términos de η a partir de la solución de las siguientes ecuaciones diferenciales ordinarias:

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + f^2 \right) u &= -g \left(\frac{\partial^2 \eta}{\partial x \partial t} + f \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) \\ \left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + f^2 \right) v &= -g \left(\frac{\partial^2 \eta}{\partial y \partial t} - f \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) \end{aligned} \quad (\text{B.14})$$

Consideremos ahora una región parcialmente delimitada, un canal de ancho L orientado paralelo al eje x , en cada una de las dos paredes rígidas del canal ($y=0, L$, como se muestra en la Figura B.1), la velocidad en la dirección y debe ser nula ($v=0$), lo que

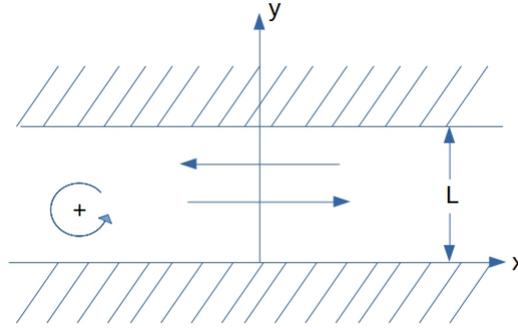


FIGURA B.1: Canal de ancho L

implica, por la segunda igualdad de la ecuación B.14, que

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial y \partial t} - f \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (\text{B.15})$$

Se pueden buscar soluciones periódicas en x y t de la siguiente manera:

$$\eta = \Re \bar{\eta}(y) e^{i(kx - \sigma t)} \quad (\text{B.16})$$

donde $\bar{\eta}(y)$ es la amplitud de onda compleja que varía con la coordenada transversal y . Sustituyendo B.16 en B.15 se obtienen las posibles soluciones. La solución general es:

$$\bar{\eta} = A \sin \alpha y + B \cos \alpha y \quad (\text{B.17})$$

dónde $\alpha^2 = \frac{\sigma^2 - f^2}{C_0^2} - k^2$

aplicando las condiciones de borde se obtiene:

$$\begin{aligned} \alpha A + \frac{fk}{\sigma} B &= 0 \\ A \left[\alpha \cos \alpha L + \frac{fk}{\sigma} \sin \alpha L \right] + B \left[\frac{fk}{\sigma} \cos \alpha L - \alpha \sin \alpha L \right] &= 0 \end{aligned} \quad (\text{B.18})$$

Las soluciones no triviales para A y B sólo se pueden encontrar si el determinante del sistema B.18 es 0. Esto produce, después de alguna manipulación, la relación de valor propio:

$$\sin \alpha L (\sigma^2 - C_0^2 k^2) (\sigma^2 - f^2) = 0 \quad (\text{B.19})$$

Hay tres posibilidades soluciones: i) $\sin(\alpha L) = 0$, ii) $\sigma^2 = C_0^2 k^2$, iii) $\sigma^2 = f^2$.

i) representa una onda plana con crestas orientadas paralelas al eje y , es decir, sin variación y en el campo de onda. Aunque tal solución es posible para un fluido que no gira, no puede satisfacer las condiciones de borde en $y = 0$ y $y = L$ ($v_{0,L} = 0$).

ii) Esta solución no es posible ya que implica que $\eta = 0$.

iii) Esta solución es posible cuando $\sigma = \pm C_0 k$. A estas ondas se las denomina ondas de Kelvin.

Considerando la solución que se propaga en la dirección x positiva, $\sigma = C_0 k$, entonces se tiene que $\alpha^2 = -\frac{f^2}{C_0^2}$ de modo que α es puramente imaginario. Sin pérdida de generalidad, tomaremos $\alpha = ifC_0$. De ello se deduce que los campos dinámicos pueden escribirse:

$$\begin{aligned}\eta &= \eta_0 e^{-fy/C_0} \cos(k[x - C_0 t] + \phi) \\ u &= \frac{\eta_0}{H_0} C_0 e^{-fy/C_0} \cos(k[x - C_0 t] + \phi) = -\frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial y} \\ v &= 0\end{aligned}\tag{B.20}$$

Hay varias características extraordinarias a tener en cuenta. En primer lugar, la velocidad a través del canal es idénticamente cero ($v = 0$). En segundo lugar, el flujo en la dirección x está en un equilibrio geostrófico, aunque la frecuencia no es, en general, pequeña con respecto a f . Para este movimiento los balances dinámicos detallados son:

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} &= -g \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} &= -H_0 \frac{\partial u}{\partial x} \\ u &= -\frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial y}\end{aligned}\tag{B.21}$$

Las 2 primeras igualdades de la ecuación B.21 producen la ecuación de onda clásica de donde se obtiene $\sigma = \pm C_0 k$, mientras que el balance geostrófico (tercera igualdad de dicha ecuación) produce una pendiente de superficie libre para equilibrar la aceleración de Coriolis debida a u .

Para un observador que mira hacia la dirección de propagación, la altura de la onda es más alta a su derecha.

La escala para la variación de amplitud entre canales es $R = C_0/f$ que es independiente de cualquier propiedad del campo de onda. Esta escala de longitud intrínseca es el radio de deformación de Rossby y es la distancia sobre la cual la tendencia gravitacional se equilibra con la tendencia de la aceleración de Coriolis.

Para una onda de Kelvin que se propaga en dirección negativa, se aplican las mismas consideraciones. La amplitud de la onda disminuye exponencialmente desde un máximo en la pared, de $y=L$, a medida que y disminuye, de modo que nuevamente la altura de la onda es máxima a la derecha de un observador que mira en la dirección de propagación de la onda. La onda de Kelvin requiere al menos un límite interno para su existencia. Nótese también que las ondas Kelvin de baja frecuencia, para las cuales $\sigma \ll f$ requiere $kR \ll 1$, la longitud de onda en la dirección x es mucho mayor que la escala R de la corriente.

Esta anisotropía es responsable de la no geostrofia de B.21, es decir, el gradiente de presión no es equilibrado por la aceleración de Coriolis ya que v es idénticamente cero. Más bien, está equilibrado por la aceleración débil de u .

Ahora si consideramos el mismo problema pero permitiendo que H_0 varíe ligeramente en la dirección y .

$$H_0 = D_0 \left(1 - \frac{sy}{L}\right) \quad (\text{B.22})$$

con $s \ll 1$ es decir que las variaciones de profundidad serán pequeñas.

Las líneas de H_0 constante corren paralelas al eje x , y el movimiento geostrófico puro es posible solo si v es idénticamente cero. El movimiento a través de las isóbatas (las isolíneas de H_0) de las columnas de fluido hará que se estiren o se contraigan. Estamos obligados a anticipar la posibilidad de un nuevo modo de movimiento.

Todavía podemos buscar soluciones al sistema B.13 de la forma B.16. El problema para $\bar{\eta}(y)$ ahora es:

$$\left(1 - s \frac{y}{L}\right) \frac{d^2 \bar{\eta}}{dy^2} - \frac{s}{L} \frac{d\bar{\eta}}{dy} + \bar{\eta} \left[\frac{\sigma^2 - f^2}{gD_0} - k^2 \left(1 - s \frac{y}{L}\right) - \frac{fs}{L\sigma} k \right] = 0 \quad (\text{B.23})$$

donde

$$\frac{d\eta}{dy} + \frac{fk}{\sigma} \eta = 0 \quad (\text{B.24})$$

en $y=0, L$

Ahora y/L nunca es mayor que la unidad. Por lo tanto, para variaciones de profundidad pequeñas, una aproximación consistente a B.23 es:

$$\frac{d^2 \bar{\eta}}{dy^2} - \frac{s}{L} \frac{d\bar{\eta}}{dy} + \bar{\eta} \left[\frac{\sigma^2 - f^2}{C_0^2} - k^2 - \frac{fs}{L\sigma} k \right] = 0 \quad (\text{B.25})$$

La relación de valores propios debe cumplir $(\sigma^2 - f^2)(\sigma^2 - k^2 C_0^2) \sin \alpha L = 0$

Es importante señalar que los factores que multiplican $\sin \alpha L$ son los mismos que para los casos $s = 0$, es decir, para el caso de fondo plano lo cual conduce a las ondas de Kelvin.

En este caso hay dos clases de soluciones. La primera clase recupera los modos ya vistos. La nueva solución importante, lleva a las ondas de Rossby,

$$\sigma = -s \left(\frac{f}{L}\right) \frac{k}{k^2 + n^2 \pi^2 / L^2 + f^2 / C_0^2} \quad (\text{B.26})$$

$n=1, 2, \dots,$

La frecuencia de la onda de Rossby siempre es menor que f . Así, la onda de Rossby, cuya existencia requiere que tanto s como f sean distintas de cero, es una oscilación de onda de baja frecuencia, es decir, su período es mayor que un período de rotación.

La característica verdaderamente notable de la onda de Rossby es su velocidad de fase en la dirección x la cual siempre es negativa:

$$C_x = \frac{\sigma}{k} = - \left(\frac{sf}{L} \right) / \left(k^2 + \frac{n^2\pi^2}{L^2} + \frac{f^2}{C_0^2} \right) \quad (\text{B.27})$$

La fase de la onda, para todo k , se propaga de modo que un observador que cabalga sobre la cresta ve un fluido poco profundo, es decir, más pequeño en su mano derecha (izquierda) si f es positivo (negativo).

Para el orden más bajo, los campos dinámicos para la onda de Rossby están dados por:

$$\begin{aligned} \eta &= \eta_0 \sin \frac{n\pi y}{L} \cos(kx - \sigma t + \phi) \\ u &= -\frac{g}{f} \frac{\eta\pi}{L} \eta_0 \cos \frac{n\pi y}{L} \cos(kx - \sigma t + \phi) \\ v &= -\frac{g}{f} k \eta_0 \sin \frac{n\pi y}{L} \sin(kx - \sigma t + \phi) \end{aligned} \quad (\text{B.28})$$

B.1. Modelo de A. Gill

A. Gill plantea un modelo simple para estudiar la respuesta de la atmósfera tropical a una determinada distribución de calor. Utilizando la teoría lineal para pequeñas perturbaciones en una atmósfera en reposo, es decir, para esto supuso que la tasa de calentamiento es lo suficientemente pequeña como para aplicar dicha teoría. Analizando 2 tipos de forzantes (calentamiento), uno simétrico con respecto al ecuador y otro antisimétrico de la siguiente forma:

$$Q(x, y) = F(x)e^{-\frac{1}{4}y^2} \quad (\text{B.29})$$

$$Q(x, y) = F(x)ye^{-\frac{1}{4}y^2} \quad (\text{B.30})$$

Si el calentamiento es aplicado a una atmósfera en reposo y lo suficientemente pequeño puede utilizarse la teoría lineal y modelar la respuesta en términos de ondas atrapadas ecuatorialmente. Se dice que las ondas son atrapadas ecuatorialmente debido a que el parámetro de Coriolis cambia de signo lo cual impide que se muevan en la dirección latitudinal, pudiendo moverse únicamente en la dirección zonal. Por esta razón el ecuador actúa como guía de ondas y las ondas se alejan de la región ecuatorial [42]. En este sentido, la teoría de ondas ecuatoriales es distinta de la teoría de ondas cuasi-geostroficadas de latitudes medias.

Bajo estos supuestos el problema se reduce a resolver las ecuaciones forzadas de aguas someras en los trópicos. Se dice somero pues la escala vertical es mucho menor que la escala horizontal del movimiento en el fluido, esto implica, por la ecuación de continuidad, que las velocidades verticales son mucho menores que las horizontales.

Debido a que el movimiento se limita a los trópicos, se puede utilizar la aproximación del plano beta ecuatorial en la que el parámetro de Coriolis se aproxima como β veces la distancia hacia el norte desde el ecuador. Por comodidad se utilizaron las ecuaciones en forma adimensional, aplicando como escala de longitud el radio ecuatorial de Rossby $(c/2\beta)^{1/2}$.

De esta forma las ecuaciones de cantidad de movimiento y de conservación de masa se pueden escribir de la siguiente forma:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} - \frac{1}{2}yv &= \frac{\partial p}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial t} - \frac{1}{2}yu &= \frac{\partial p}{\partial y} \\ \frac{\partial p}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} &= -Q \end{aligned} \tag{B.31}$$

En estas ecuaciones x e y son distancia adimensional, con x hacia el este e y medida hacia el norte desde el ecuador, u , v son proporcionales a la velocidad horizontal y p es proporcional a la perturbación de la presión. Q es proporcional a la tasa de calentamiento.

La velocidad vertical es proporcional a $w = \frac{\partial p}{\partial t} + Q$.

Para estudiar la respuesta a un forzamiento constante se reemplaza el operador $\frac{\partial}{\partial t}$ por $\frac{\partial}{\partial t} + \epsilon$. Aplicando este nuevo operador a las ecuaciones B.31 se obtiene el siguiente sistema de ecuaciones:

$$\begin{aligned} \epsilon u - \frac{1}{2}yv &= \frac{\partial p}{\partial x'} \\ \epsilon v - \frac{1}{2}yu &= \frac{\partial p}{\partial y'} \\ \epsilon p + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} &= -Q \\ w &= \epsilon p + Q \end{aligned} \tag{B.32}$$

Este sistema de ecuaciones se puede reducir a:

$$\epsilon^3 v + \frac{1}{4}\epsilon y^2 v - \epsilon \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} - \epsilon \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} - \frac{1}{2} \frac{\partial v}{\partial x} = \epsilon \frac{\partial Q}{\partial y} + \frac{1}{2} y \frac{\partial Q}{\partial x} \tag{B.33}$$

si se asume que ϵ es pequeño y que la escala en la dirección y es de orden 1, se puede despreciar el primer termino de la ecuación anterior y además se tiene que el término $\epsilon \partial^2 v / \partial x^2$ es pequeño en comparación con $\frac{1}{2} \partial v / \partial x$.

Estas aproximaciones permiten reducir la segunda formula de la ecuación B.32, resultando que el flujo hacia el este está en equilibrio geostrófico con el gradiente de presión ($\frac{1}{2} y u = -\frac{\partial p}{\partial y}$), mientras que en la dirección x existe un balance entre la aceleración y la fuerza gradiente de presión.

Para resolver estas ecuaciones se introducen 2 nuevas variables q y r que sustituyen a p y u : $q = p + u$, $r = p - u$. De esta forma se obtienen el siguiente sistema de ecuaciones:

$$\begin{aligned} \epsilon q + \frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{1}{2} y v &= -Q \\ \epsilon r - \frac{\partial r}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{1}{2} y v &= -Q \\ \frac{\partial q}{\partial y} + \frac{1}{2} y q + \frac{\partial r}{\partial y} + \frac{1}{2} y r &= 0 \end{aligned} \quad (\text{B.34})$$

En el modelo de aguas someras las ondas se comportan en forma similar a aquellas que ocurren en la atmósfera pero dado que ocurren en un contexto mucho más simple es posible identificar más fácilmente los procesos involucrados. De este modo las soluciones de q y r se pueden escribir de la siguiente forma $q = \sum_{n=0}^{\infty} q_n(x) D_n(y)$, sustituyendo en B.34 se tiene el siguiente sistema:

$$\begin{aligned} \epsilon q_0 + \frac{dq_0}{dx} &= -Q_0 \\ \epsilon q_{n+1} + \frac{dq_{n+1}}{dx} - v_n &= -Q_{n+1} n \geq 0 \\ \epsilon r_{n-1} + \frac{dr_{n-1}}{dx} - n v_n &= -Q_{n-1} n \geq 1 \\ q_1 &= 0 \\ r_{n-1} &= (n+1) q_{n+1} n \geq 1 \end{aligned} \quad (\text{B.35})$$

Observemos ahora que pasa en el caso de un forzamiento simétrico. $Q_0 = F(x)$, la respuesta a este forzante se puede dividir en dos partes. La primera parte involucra solo a q_0 ($n=0$), esta parte representa una onda de Kelvin que se amortigua a medida que avanza hacia el este. Estas son ondas particulares que se producen en presencia de rotación y de una frontera lateral, en este caso el ecuador donde $f=0$.

Estas ondas no pueden propagarse hacia el oeste ya que $D(y)$ crecería exponencialmente en la dirección y , lo cual no es físicamente realizable. Como no se transporta información hacia el oeste, la solución es cero para $x < -L$.

La onda se mueve a una velocidad unitaria con una tasa de decaimiento ϵ , y decaimiento espacial ϵ . Lo cual implica un decaimiento en la dirección perpendicular al ecuador, esta decae hasta alcanzar la distancia donde los efectos de la rotación se vuelven tan importantes como los de gravedad.

La solución en términos de u y v queda determinada por:

$$\begin{aligned} u &= p = 1/2q_0(x)e^{-\frac{1}{4}y^2} \\ v &= 0 \\ w &= 1/2\epsilon q_0(x) + F(x)e^{-\frac{1}{4}y^2} \end{aligned} \tag{B.36}$$

Si se considera que la región de forzamiento representa el área de Indonesia, esta solución representa la circulación de Walker sobre el Pacífico con alisios del este que fluyen paralelos al ecuador hacia la región de forzamiento, elevándose allí y luego fluyendo hacia el este en altura. La presión disminuye hacia el oeste y el flujo a lo largo del ecuador desciende por el gradiente de presión.

La segunda parte del forzado corresponde a la onda planetaria, $n = 1$ que se propaga hacia el oeste a una velocidad de $1/3$, lo que da una tasa de decaimiento espacial de 3ϵ . Como no se lleva información hacia el este, la solución viene dada por:

$$\begin{aligned} p &= \frac{1}{2}q(x)(1 + y^2)e^{-\frac{1}{4}y^2} \\ u &= \frac{1}{2}q(x)(y^2 - 3)e^{-\frac{1}{4}y^2} \\ v &= \{F(x) + 4\epsilon q(x)\}ye^{-\frac{1}{4}y^2} \\ w &= \frac{1}{2}\{F(x) + \epsilon q(x)(1 + y^2)\}e^{-\frac{1}{4}y^2} \end{aligned} \tag{B.37}$$

Analizando la región $x < -L$, al oeste de la zona de forzamiento, aquí q es negativo, por lo que hay un flujo neto hacia el este en la capa inferior. Los vientos son del oeste a lo largo del ecuador y caen a cero en $y = \sqrt{3}$, con vientos débiles en latitudes más altas. El aire desciende y se dirige hacia el ecuador en toda la región y hay una depresión a lo largo del ecuador. La presión disminuye hacia el este y el flujo a lo largo del ecuador desciende por el gradiente de presión.

Queda ahora por considerar el flujo en la región forzada $|x| < L$, en esta región u y p se comportan como era esperado, mientras que el flujo meridional muestra una característica que es algo diferente. Esta característica es más marcada en el límite cuando ϵ tiende a cero, cuando $(v, w) \rightarrow (y, 1)F(x)e^{-\frac{1}{4}y^2}$, muestran que el flujo en la región de calentamiento es hacia arriba alejándose de la fuente de calor. La explicación viene de la ecuación de vorticidad obtenida tomando el rotacional de las primeras 2 igualdades de la ecuación B.32.

Esto da en el límite $\epsilon \rightarrow 0$ y $(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}) + v = 0$ que la divergencia se equilibra con el término βv . El calentamiento, en el límite cuando $\epsilon \rightarrow 0$, provoca un movimiento ascendente por la última igualdad de la ecuación B.32. Este movimiento ascendente hace que las líneas de vórtice en la capa inferior se estiren y, por lo tanto, aumente su vorticidad absoluta (ciclónico positivo). Sin embargo, en el límite de cero ϵ , las partículas deben lograr esto cambiando a una latitud donde su vorticidad sea la misma. Por lo tanto, el calentamiento provoca un movimiento hacia los polos en la capa inferior y un movimiento hacia el ecuador en la parte superior. Si se permite que ϵ se vuelva distinto de cero, la restricción rotacional es menos fuerte y, por lo tanto, la región donde el calentamiento causa el movimiento hacia los polos se vuelve más pequeña en extensión, pero las ecuaciones B.37 muestran que v siempre es positivo cerca de $x = L$.

A pesar de la “peculiaridad” anterior de la región de forzamiento, el flujo zonalmente integrado tiene la forma esperada de una doble celda de Hadley con simetría alrededor del ecuador.

La Figura B.2 muestra un croquis utilizando por comodidad la estructura vertical asociada con tapa rígida para el caso $\epsilon = 0,1$, $L = 2$. Muestra el flujo de entrada hacia la región de calentamiento cerca de la superficie y el flujo de salida hacia arriba. La zona de vientos del este al este de la región de fuerza es más extensa que la zona de vientos del oeste al oeste debido a que la velocidad de la onda Kelvin es tres veces mayor en relación con la onda planetaria. La circulación en la celda de Walker es aproximadamente cinco veces mayor que en cada una de las celdas de Hadley.

En el primer gráfico de la Figura B.2 (a) se identifica como el campo está dominado por el movimiento ascendente en la región de calentamiento donde tiene aproximadamente la misma forma que la función de calentamiento. En el segundo gráfico (b) se observa una depresión en el ecuador en el régimen oriental al este de la región de forzamiento. Se encuentran dos ciclones en los flancos noroeste y suroeste de la región de forzamiento. En el tercer gráfico (c) se identifica el movimiento ascendente en la región de calentamiento y el descenso en otros lugares, encontrándose el más al este más alejado de la zona de calentamiento.

El segundo caso estudiado por A. Gill, el caso asimétrico, la respuesta también se puede dividir en 2 partes. La primera parte $n = 0$, corresponde a la onda de gravedad planetaria mixta, esta parte no muestra ningún efecto fuera de las regiones forzadas porque las ondas mixtas largas no se propagan. La segunda parte es la onda planetaria larga $n =$

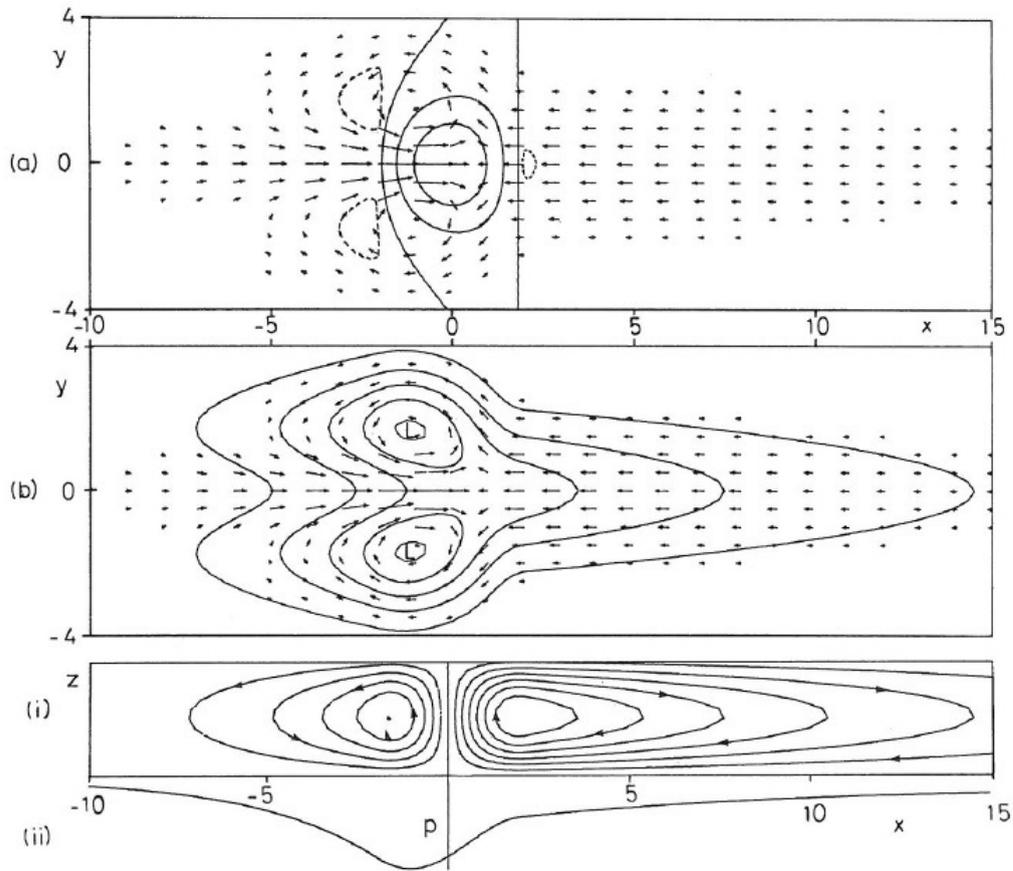


FIGURA B.2: Solución para calentamiento simétrico respecto al ecuador en la región $[x] < 2$ para factor de decaimiento 0.1. (a) Contornos de velocidad vertical w superpuestos al campo de velocidad de la capa inferior. (b) Contornos de la presión de perturbación p que es negativa en todas partes. (c) El flujo integrado meridionalmente que muestra (i) los contornos de la función de la corriente y (ii) la presión de perturbación. (Fuente: [39])

2 para la cual se tiene la siguiente solución:

$$\begin{aligned}
 p &= \frac{1}{2}q(x)y^3e^{-\frac{1}{4}y^2} \\
 u &= \frac{1}{2}q(x)(y^3 - 6y)e^{-\frac{1}{4}y^2} \\
 v &= 6\epsilon q(x)(y^2 - 1) + F(x)y^2e^{-\frac{1}{4}y^2} \\
 w &= \frac{1}{2}\epsilon q(x)y^3 + F(x)ye^{-\frac{1}{4}y^2}
 \end{aligned}
 \tag{B.38}$$

La solución para $\epsilon = 0,1$, $L = 2$ se muestra en la Figura B.3. No hay efecto al este de la región forzada por falta de una onda larga que propague de esa manera. Al oeste hay una región de entrada del oeste en la región de calentamiento en el hemisferio de calentamiento, pero esto tiene una extensión algo limitada porque la tasa de decaimiento espacial de la onda planetaria larga $n = 2$ es 5ϵ . En la región de calentamiento todavía hay una tendencia del flujo hacia los polos porque se sigue aplicando el límite a $\epsilon \rightarrow 0$ y

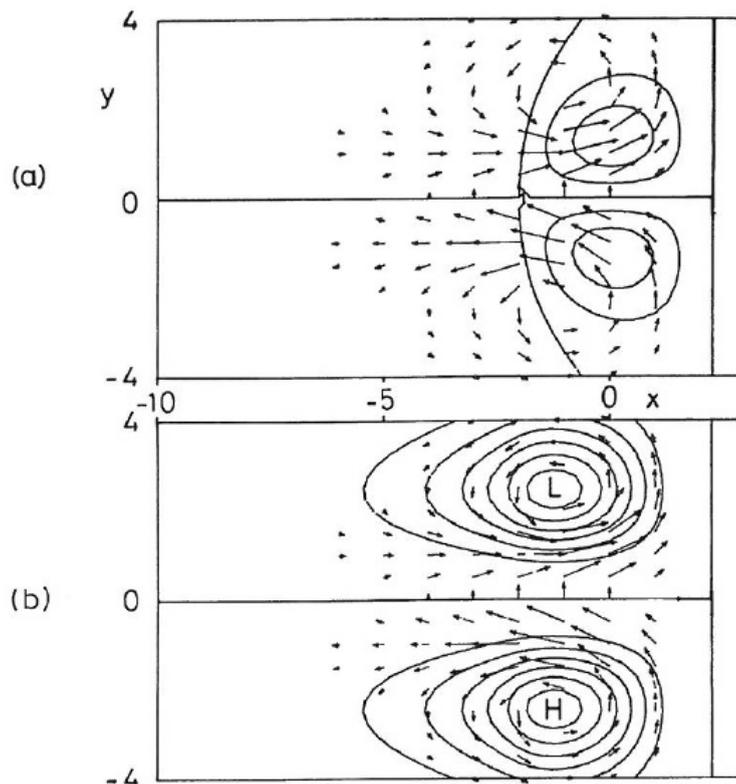


FIGURA B.3: Solución para el calentamiento antisimétrico con respecto al ecuador en la región $[x] < 2$ para un factor de decaimiento 0.1. (a) Contornos de velocidad vertical w superpuestos al campo de velocidad de la capa inferior. (b) Contornos de presión de perturbación p y negativo al sur del ecuador. (Fuente: [39])

$(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}) + v = 0$ cuando ϵ tiende a cero. Esto implica un ciclón centrado hacia el oeste del centro de la región de calentamiento.

En este caso hay una celda de Hadley dominante que se extiende por el ecuador y se eleva en el hemisferio de calentamiento. Hay un flujo del oeste en niveles bajos donde también se dirige hacia los polos, como se esperaría por conservación del momento angular.

La misma técnica se puede aplicar con forzamientos correspondientes a otros coeficientes Q y la solución para forzamientos generales se puede obtener sumando las contribuciones de los soluciones para todos los valores de n . A medida que n aumenta, la tasa de decaimiento hacia el oeste de las ondas planetarias largas también aumenta, de modo que, con la excepción de la región de forzamiento y el área inmediatamente al oeste, la solución es en gran medida la correspondiente a la suma de las soluciones para el calentamiento simétrico y antisimétrico.

Por ejemplo, una solución correspondiente a que el calentamiento se encuentra principalmente al norte del ecuador se obtiene simplemente sumando las soluciones que se muestran en las Figuras B.2 y B.3. Los resultados para este caso se muestran en la Figura B.4 donde se observa que la circulación meridional obtenida en este caso está dominada

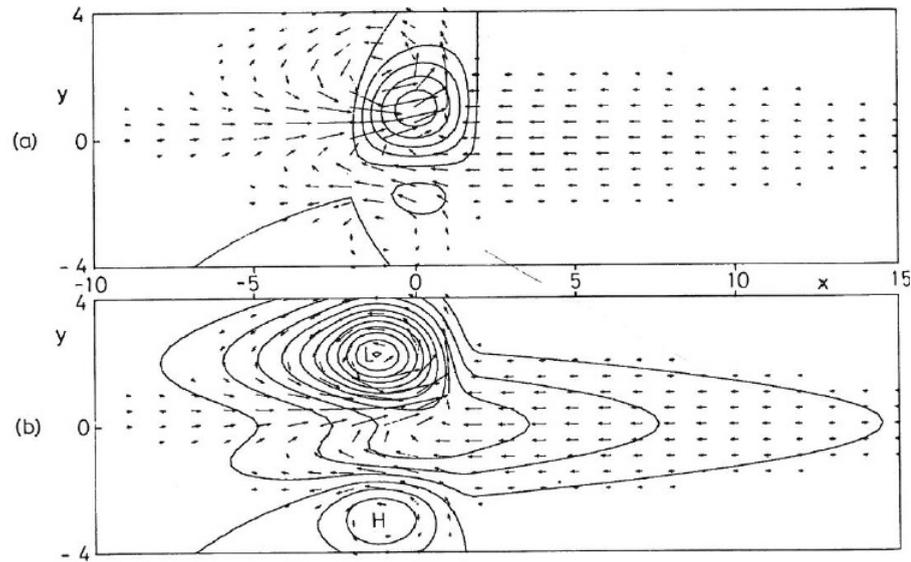


FIGURA B.4: Solución obtenida al sumar las soluciones, correspondiente a un calentamiento que se limita a la región $[x] < 2$ y se concentra principalmente al norte del ecuador. (a) Contornos de velocidad vertical w . (b) Contornos de presión de perturbación p . (Fuente: [39])

por una celda, y la circulación zonal promediada meridionalmente es precisamente la que se muestra en la Figura B.2 (la circulación Walker), ya que la parte asimétrica no contribuye. Las contribuciones a la circulación meridional provienen únicamente de la región de calentamiento y del área del oeste. La parte asimétrica de la calefacción da la contribución dominante a esta circulación en contraposición a la circulación de Walker que es impulsada completamente por la parte simétrica del calentamiento. Es interesante notar que, aunque el forzamiento ocurre principalmente en el hemisferio norte, la respuesta en el hemisferio sur es notoria.

Anexo C

Caso Particular: Noviembre

En este anexo se mostraran algunos de los resultados obtenidos para el mes de noviembre, mes de gran influencia del experimento Pac.

La Figura C.1 muestra las diferencias entre las TSM de noviembre No-Scu menos los casos prescritos para los tres experimentos. Se puede observar como el experimento PacAtl muestra cambios más ordenados que en los otros experimentos con una tendencia a incrementarse la temperatura en los experimentos No-Scu salvo en la región de influencia de los Scu del Atlántico donde se ve un enfriamiento de la TSM.

En el caso del experimento Atl tiene un comportamiento similar al experimento PacAtl con un enfriamiento en la zona de influencia de los Scu Atlánticas y un calentamiento del océano Pacífico ecuatorial occidental. Por otra parte el experimento Pac solo se observa un incremento significativo de la TSM en la región ecuatorial del Pacífico.

Si observamos el poder de afectar otras cuencas que tiene el experimento Pac y Atl por separado, se puede observar que el experimento Atl tiene una influencia mayor sobre la cuenca del Pacífico que al experimento Pac sobre la cuenca Atlántica donde no se observan afectaciones significativas. El experimento Atl también logra afectar significativamente el océano Indico.

Las zonas de influencia de los experimentos Pac y Atl parecen estar desacopladas lo que probablemente conduce a un experimento PacAtl donde parecería que se suman ambas respuestas y se potencian ampliando levemente las zonas de influencia de las mismas.

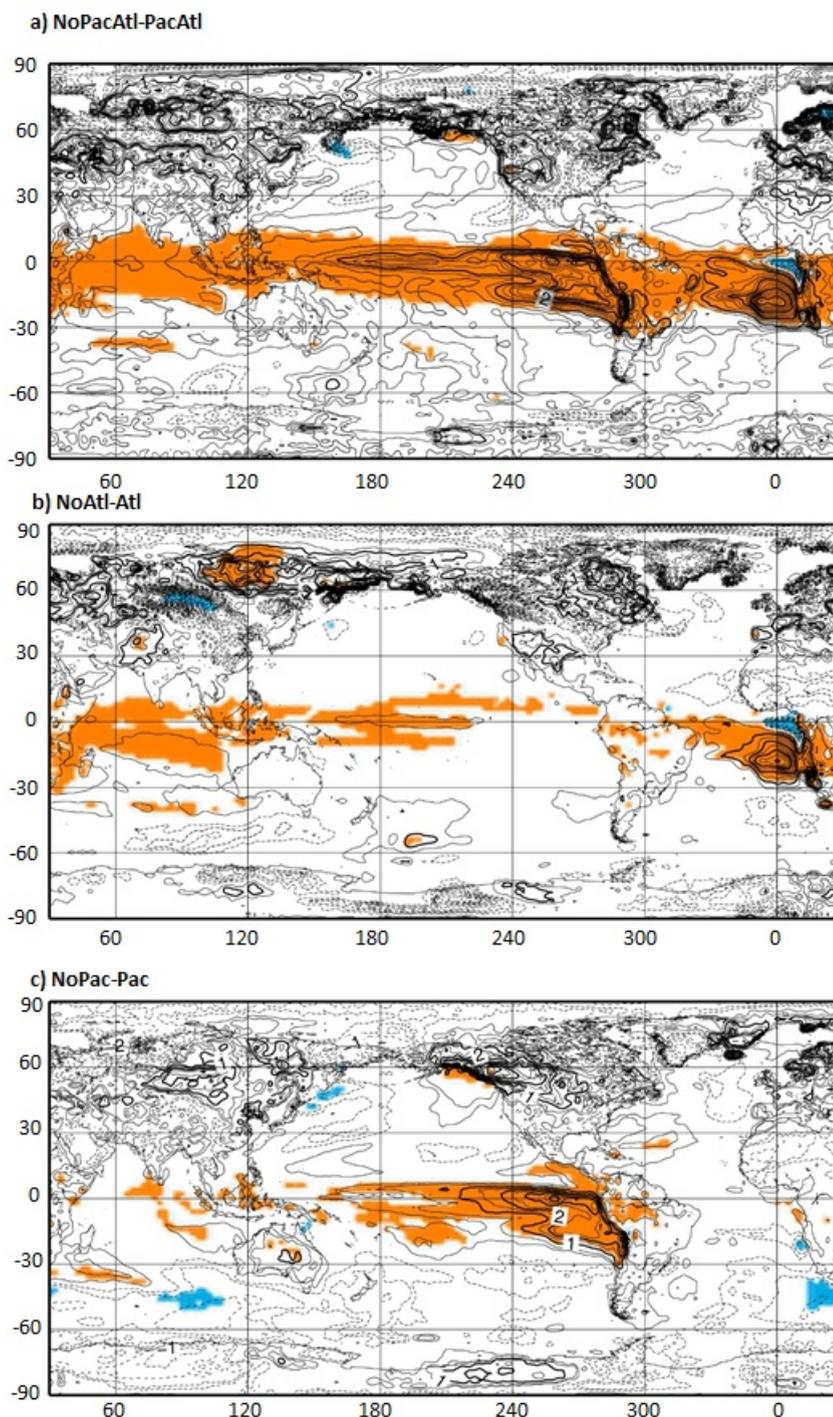


FIGURA C.1: En contornos continuos se muestra la diferencia positiva del experimento No-Scu menos el experimento prescrito para el mes de Noviembre de la TSM cada 0.25°C mientras que en contornos discontinuos se muestra la diferencia negativa. Los colores representan significancia al 95 %: a) representa NoPacAtl-PacAtl, b) NoAtl-Atl c) NoPac-Pac

A nivel de la precipitación nos encontramos con que el experimento Atl tiene una influencia menor sobre otras cuencas, lo cual se repite en el experimento Pac. El experimento

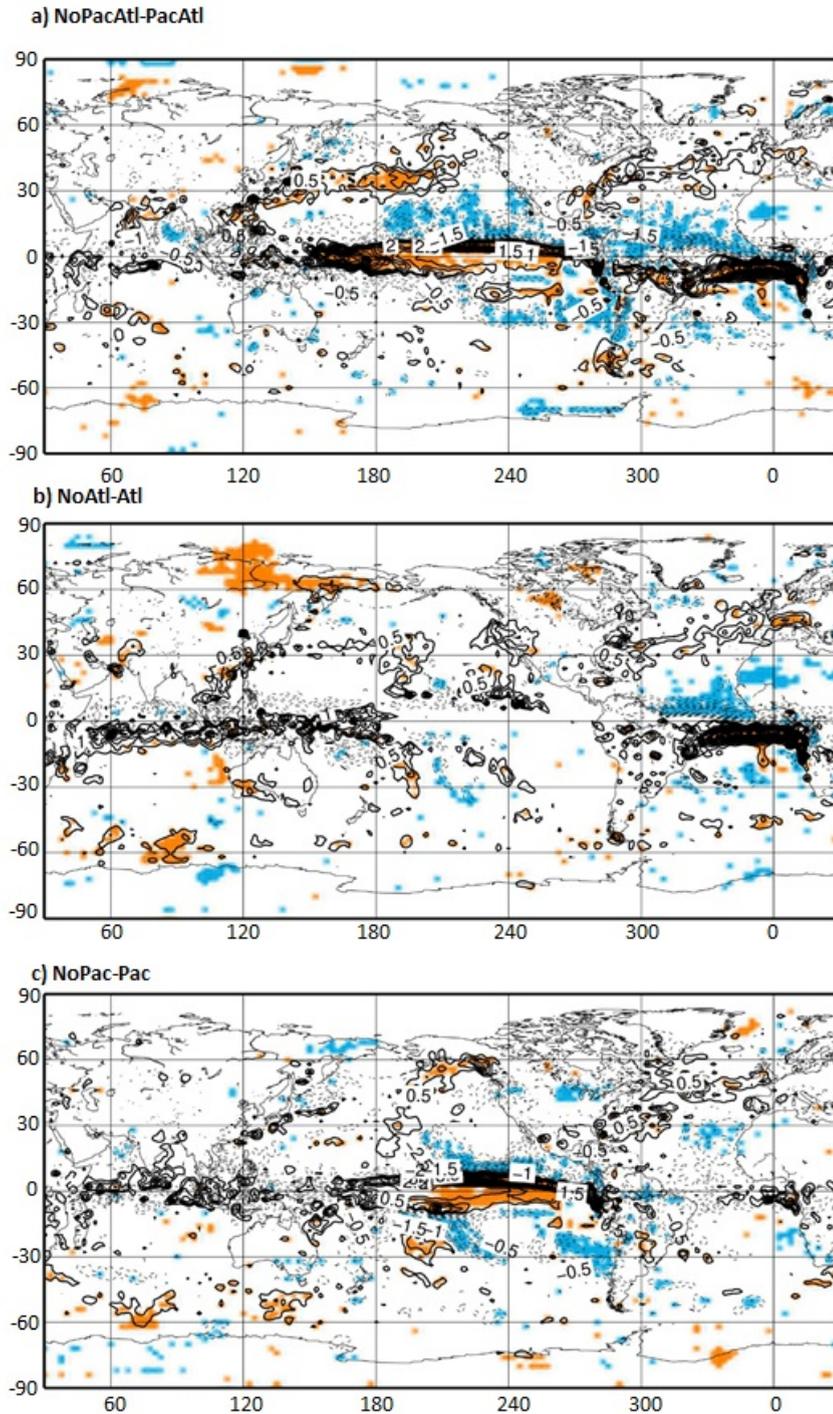


FIGURA C.2: En contornos continuos se muestra la diferencia del experimento No-Scu menos el experimento prescrito para el mes de Noviembre de la precipitación cada 0.5mm/día mientras, los colores representan significancia al 95%: a) representa NoPacAtl-PacAtl, b) NoAtl-Atl c) NoPac-Pac

Atl presenta aumento de precipitación al sur del ecuador en el Atlántico, y una disminución al norte de este. Del mismo modo el experimento Pac presenta un aumento de precipitación al sur del ecuador en el Pacífico ecuatorial, y una disminución al norte de

esta. Además en este caso, se encuentra otra zona donde la precipitación se ve disminuida ubicándose esta a sur del aumento.

En el experimento PacAtl las zonas que presentan cambios significativos parecen tener mayor extensión que en el mes de junio, obteniéndose un patrón similar al de la suma de ambos experimentos por separado con zonas de aumento de precipitación al sur del ecuador en el Atlántico, y de menor precipitación en al norte, patrón que se repite sobre el Pacífico y se le suma otra zona de disminución de precipitación al sur de estas.

Observando las variables de ψ , χ (Figuras C.3, C.4) el experimento Atl se presenta más similar al promedio decadal que los otros meses analizados, mientras que el experimento Pac sigue mostrando una onda con picos negativos bien definidos, estos se muestran de menor dimensión espacial que en el mes de junio, apareciendo más definidos en este caso los centros positivos sobre el Pacífico.

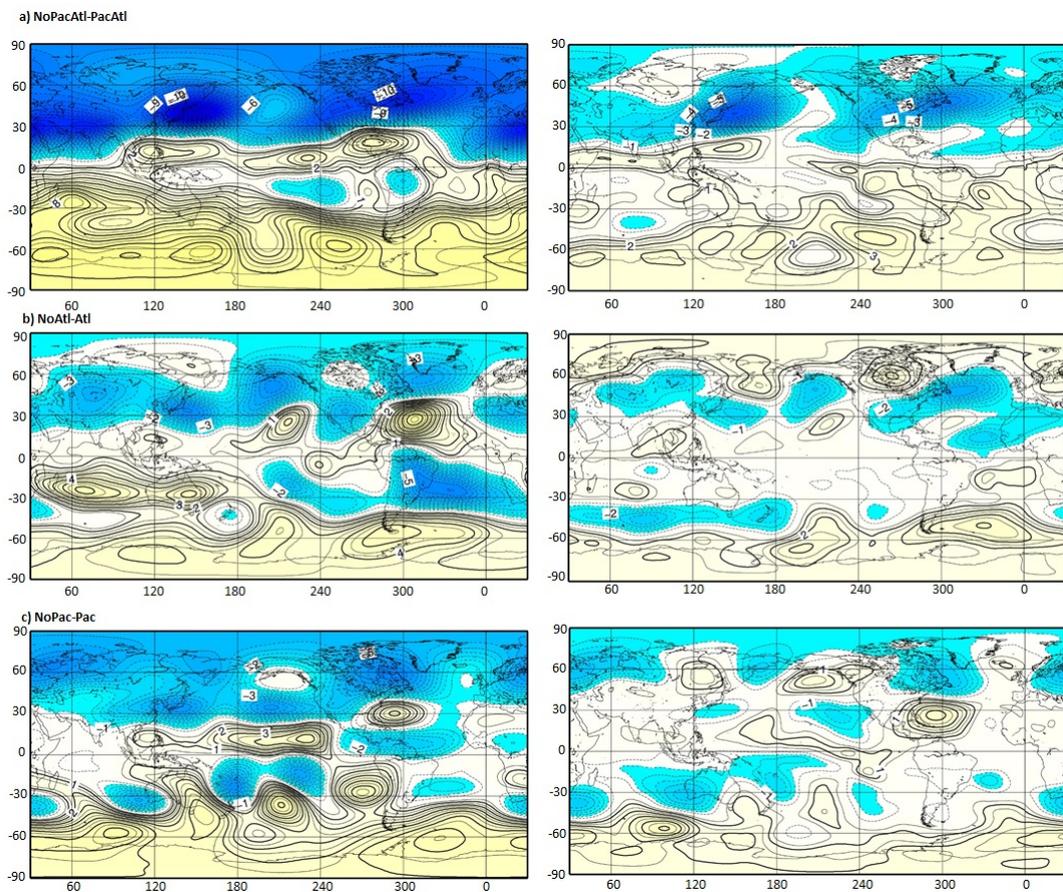


FIGURA C.3: Función corriente (ψ) a 200hPa y 850 hPa noviembre: a) representa el experimento NoPacAtl-PacAtl, b) NoAtl-Atl c) NoPac-Pac, los contornos se muestran cada $0,5 \times 10^6 m^2/s$

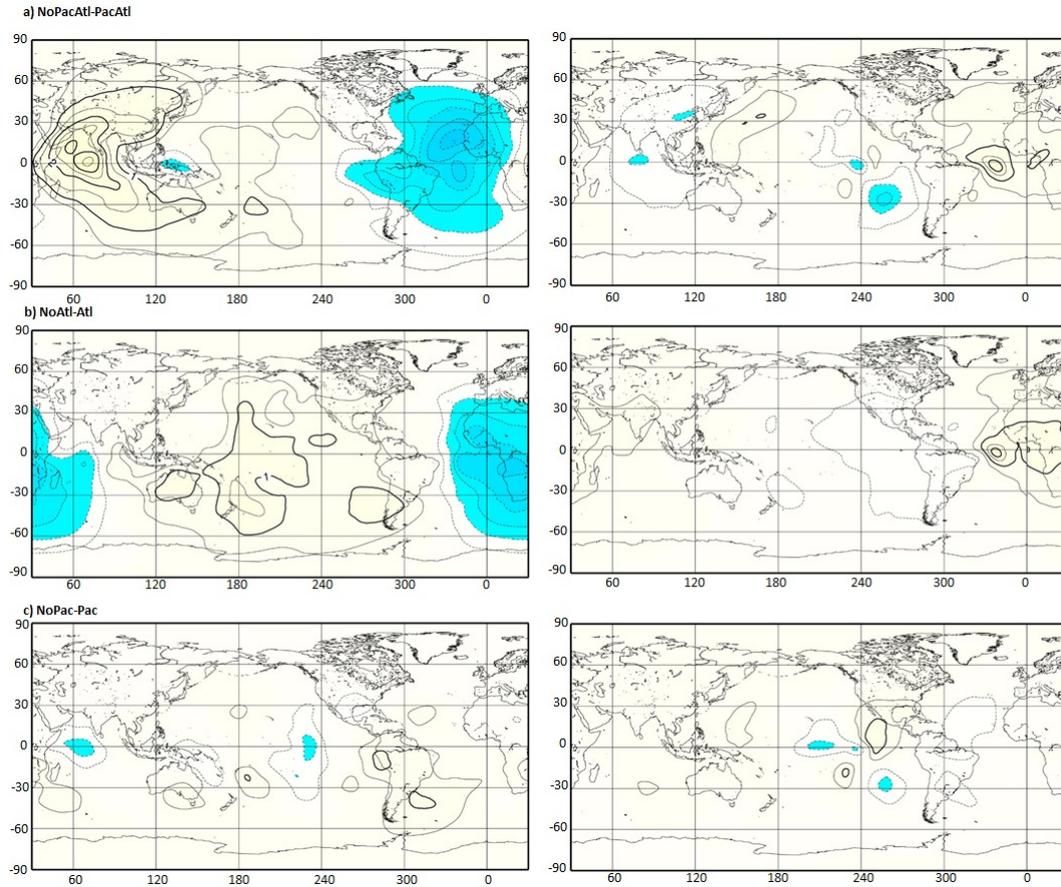


FIGURA C.4: Función potencial (χ) a 200hPa y 850hPa (izquierda y derecha respectivamente) para el mes de noviembre: a) representa el experimento NoPacAtl-PacAtl, b) NoAtl-Atl c) NoPac-Pac, los contornos se muestran cada $0,5 \times 10^6 m^2/s$

En el experimento PacAtl empiezan a observarse los dipolos que se aprecian en el promedio decadal. Además presenta en el hemisferio norte una anomalía positiva más intensa que en el resto de los análisis.

En el nivel de 850hPa se observa la misma tendencia a parecerse a los promedios decadales.

La señal de la función potencial sobre el Pacífico es nula para el experimento PacAtl, mientras que el experimento Atl se observa una señal en el mismo sentido que el promedio decadal del experimento PacAtl, el experimento Pac muestra una señal muy débil.

Bibliografía

- [1] Richter. Climate model biases in the eastern tropical oceans: causes, impacts and ways forward. *Climate Change*, 2015, vol. 6, no 3, p. 345-358., 2015.
- [2] Ma, Mechoso, Robertson, and Arakawa. Peruvian stratus clouds and the tropical pacific circulation—a coupled ocean-atmosphere gcm study. *J. Climate*, 9, 1635–1645, 1996.
- [3] Paluch and Lenschow. Stratiform cloud formation in the marine boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 48 , 2141-2158, 1991.
- [4] Klein and Hartmann. The seasonal cycle of low stratiform clouds. *J. Climate*, 6, 1587-1606, 1995.
- [5] Bruegem, Chang, Jang, Mignot, and Hazeleger. Barrier layers and tropical atlantic sst biases in coupled gcms. *Tellus A, Volume60, Issue5* 885-897, 2008.
- [6] Hu, Huang, and Pegion. Low cloud errors over the southeastern atlantic in the ncep cfs and their association with lower-tropospheric stability and air-sea interaction. *J. Geophys. Res.*, 113, D12114, 2008.
- [7] Davey, Huddleston, and Sperber et al. A study of coupled model climatology and variability in tropical ocean regions. *Climate Dyn.*, 18, 403–420, 2002.
- [8] Zuidema, Chang, and Medeiros et al. Challenges and prospects for reducing coupled climate model sst biases in the eastern tropical atlantic and pacific oceans: The u.s. clivar eastern tropical oceans synthesis working group. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 97, 2305–2328, 2016.
- [9] Mechoso, Robertson, and Barth et al. The seasonal cycle over the tropical pacific in coupled ocean–atmosphere general circulation models. *Mon. Wea. Rev.* 123, 2825–2838., 1995.
- [10] Wang. An overlooked feature of tropical climate: inter-pacific-atlantic variability. *Geophys*, 33, L12702, 2006.

- [11] Losada, Rodriguez-Fonseca, Mohino, and Bader et al. Tropical sst and sahel rainfall: A non-stationary relationship. *Geophysical Research Letters*, Volume39, Issue12, 2012.
- [12] Barreiro and Tippmann. Atlantic modulation of el niño influence on summertime rainfall over southeastern south america. *Geophysical Research Letters*, Volume35, Issue16, 2008.
- [13] Rodriguez-Fonseca, Polo, García-Serrano, and Losada et al. Are atlantic niños enhancing pacific enso events in recent decades? *Geophysical Research Letters*, Volume36, Issue20, 2009.
- [14] Martin-Rey, Rodriguez-Fonseca, and Polo. Atlantic opportunities for enso prediction. *Geophysical Research Letters*, Volume42, Issue16, 2015.
- [15] UdelaR. Curso modelizacion numerica de la atmosfera. 2018.
- [16] Konor, Cazes Boezio, Mechoso, and Arakawa. Parameterization of pbl processes in an atmospheric general circulation model: Description and preliminary assessment. *Monthly Weather Review* 137, Volume3, 2008.
- [17] Cazes Boezio and Pisciotano. Forecast of the may-june-july atmospheric circulation using the ucla-agcm and the ncep-forecasted global sst, combined with a statistical downscaling to estimate may-june-july 2009 precipitation in the northern part of southeastern south america. 2009.
- [18] Zhang, Taiping, and Paul W. Stackhouse et al. Clear-sky shortwave downward flux at the earth's surface: Ground-based data vs. satellite-based data. *J. of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, (224), 2019.
- [19] NOAA Physical Sciences Laboratory. Monthly/seasonal climate composites. Ultimo acceso 11/2022. URL <https://psl.noaa.gov/cgi-bin/data/composites/printpage.pl>.
- [20] Arakawa and Lamb. Computational design of the basic dynamical process of the ucla general circulation model. *Methods Comput. Phys.*, 17, 173-265., 1977.
- [21] Suarez, Arakawa, and Randall. The parameterization of the planetary boundary layer in the ucla general circulation model: Formulation and results. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 2224-2243., 1983.
- [22] Pan and Randall. A cumulus parameterization with a prognostic closure. *quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 124, 949-981., 1998.

- [23] Harshvardhan, Randall, and Corsetti. A fast radiation parameterization for atmospheric circulation models. *J. Geophys. Res.*, 92, 1009-1016, 1987.
- [24] Harshvardhan, Randall, and Corsetti. Earth radiation budget and cloudiness simulations with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 46, 1922-1942, 1989.
- [25] UCLA model. Ucla earth system model. Ultimo acceso 11/2022. URL <http://people.atmos.ucla.edu/mechoso/esm/index.html>.
- [26] Cazes Boezio, Menemenlis, and Mechoso. Impact of ecco ocean-state estimates on the initialization of seasonal climate forecasts. *Journal of Climate*, Volume21, Issue9, 2008.
- [27] Marshall. Subduction of water masses in an eddying ocean. *J. Mar. Res.*, 55, 201-222, 1997.
- [28] Large, McWilliams, and Doney. Oceanic vertical mixing: a review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Rev. Geophys.*, 32: 363-403, 1994.
- [29] Redi. Oceanic isopycnal mixing by coordinate rotation. *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 1154-1158, 1982.
- [30] Gent and McWilliams. Isopycnal mixing in ocean circulation models. *Physical Oceanography*, 20, 150-155., 1990.
- [31] Large, Danabasoglu, Doney, and McWilliams. Sensitivity to surface forcing and boundary layer mixing in a global ocean model: Annual-mean climatology. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 2418-2447, 1997.
- [32] Köler. Explicit prediction of ice clouds in general circulation models. *Tesis doctoral*, 1999.
- [33] Cazes, Robertson, and Mechoso. Seasonal dependence of enso teleconnections over south america and relationships with precipitation in uruguay. *Journal of Climate* 14, 3801-3818, 2002.
- [34] Losada, Rodríguez-Fonseca, Mechoso, and Mohino. Changes in interannual tropical atlantic-pacific basin interactions modulated by a south atlantic cooling. *Journal of Climate* 35, 4403-4416, 2022.
- [35] Philander, Gu, Lambert, and Li et al. Why the itcz is mostly north of the equator. *Journal of Climate* 9, 2958-2972, 1996.
- [36] Woelfle, Bretherton, Hannay, and Neale. Evolution of the double-itcz bias through cesm2 development. *JAMES Volume11, Issue7*, 2019.

-
- [37] Mechoso, Losada, Koseki, and Mohino et al. Can reducing the incoming energy flux over the southern ocean in a cgm improve its simulation of tropical climate? *Geophys. Res. Lett.*, 43, 11,057– 11,063, 2016.
- [38] Cazes Boezio, Talento, and Pisciotano. Seasonal probability forecasts of december-january-february precipitation in northern uruguay and rio grande do sul obtained with the coupled forecast system v2 of noaa and statistical downscaling. *Revista Brasileira de Meteorologia* 27, n.4, 377-387, 2012.
- [39] Gill. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *J. R. Met. Soc.* (1980), 106, pp. 447-462., 1979.
- [40] Lynch. Deducing the wind from vorticity and divergence. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 86–93, 1987.
- [41] Pedlosky. Geophysical fluid dynamics. *ISBN: 978-1-4684-0071-7*, 1979.
- [42] An, Wang, and Mechoso. Teleconnections in the atmosphere. *Interacting Climates of Ocean Basins: Observations, Mechanisms, Predictability, and Impacts* Publisher: Cambridge University Press, 2022.