



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

Análisis de la variabilidad interdecadal de la precipitación en Sudamérica extratropical

**Habilitación Profesional
para optar al título de Geofísico**

Daniela Alejandra Latoja Villouta
Profesor guía: Dr. Aldo Montecinos Gula

Concepción, Chile

Abril 2016

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

Análisis de la variabilidad interdecadal de la precipitación en Sudamérica extratropical

Daniela Alejandra Latoja Villouta

Habilitación Profesional
para optar al título de Geofísico

Profesor guía: Dr. Aldo Montecinos Gula

Comisión: Dr. Oscar Pizarro, Dra. Frauke Albrecht



Concepción, Chile

Abril 2016

Agradecimientos

Primero que todo, quiero agradecer a mi familia por su apoyo en todo momento. A mis padres y mi hermana, quienes me brindaron su apoyo incondicional, cada uno a su propia manera. A mi abuela Mirna, por esa fuerza inquebrantable que siempre tuvo, en las buenas e impresionantemente en las malas, y que siempre admiré.

Quisiera agradecer a todos quienes me acompañaron durante estos últimos 5 años, dentro de mi vida académica y/o personal. A quienes estuvieron en el principio, los que conocí después, o los que aparecieron al final. A los que me acompañaron sólo un tiempo o los que han mantenido a mi lado durante todo el proceso. A los que estuvieron en las buenas y especialmente a los que estuvieron en las malas. A los que han sido mis amigos, mis compañeros y mi equipo de apoyo. A los que me brindaron su ayuda en algún momento y también a los que me dieron la oportunidad de ayudarlos de alguna forma. Aprendí algo de cada uno de ellos, y no sería quien soy ahora sin todas esas experiencias.

A todos quienes son parte del Departamento de Geofísica: profesores, funcionarios y estudiantes. Al profesor Oscar Pizarro por su confianza y apoyo, por fomentar y ayudar a mi desarrollo académico de manera mucho más completa y darme la posibilidad de descubrir el mundo de la enseñanza. A mi profesor guía Aldo Montecinos, por su apoyo, sus consejos, su preocupación y su ayuda, principalmente en el desarrollo de esta tesis. Agradezco a ambos profesores por todo lo que aprendí de ellos durante mis años de formación universitaria en la Universidad de Concepción.

Al Centro de Recursos Hídricos para la Agricultura y la Minería (CRHIAM/ CONICYT/ FONDAP/ 15130015) por el financiamiento proporcionado para el desarrollo de este estudio. Finalmente, agradecer al Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CR2) de Universidad de Chile por la proporción de las simulaciones utilizadas en esta tesis.

Resumen

La variabilidad interdecadal de muchas variables climáticas, en particular de precipitación, es capaz de incrementar o amortiguar los efectos esperados del cambio climático en diferentes regiones del planeta, especialmente en las próximas décadas. Al respecto, en los últimos años se ha incrementado el interés de la comunidad científica por producir proyecciones climáticas en escalas de décadas. Por ello, en el presente trabajo, se analiza la ocurrencia de ciclos de variabilidad de escalas de tiempo interdecadales en la precipitación de Sudamérica continental extratropical ($\sim 20^{\circ}\text{S} - 55^{\circ}\text{S}$). Los modos de covariabilidad interdecadal se obtienen mediante un análisis de funciones ortogonales empíricas, aplicado a datos grillados de precipitación observados (4 sets de datos) del siglo XX y a 175 simulaciones de la segunda mitad del siglo XIX y siglo XX de 45 modelos del Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5). La comparación entre los modos observados y simulados permitirá determinar si los modelos acoplados, utilizados para hacer proyecciones climáticas a través del siglo XXI, contienen la dinámica interna necesaria para reproducir los modos observados de precipitación en escalas de décadas. Se encuentra que en los datos observados el primer modo de variabilidad (que representa aproximadamente 20% de la varianza) posee una estructura espacial de dipolo, con un polo centrado aproximadamente sobre Argentina subtropical y el otro polo sobre Chile en latitudes medias. El análisis hecho en los modelos muestra mucha dispersión en los resultados, con algunos que también muestran una estructura de dipolo en el primer modo, como en lo observado, y un porcentaje similar de varianza explicada, mientras que otros son muy dispares en su patrón espacial, sin llegar a reproducir un dipolo. La ubicación de los polos en los modelos que sí logran reproducirlos difiere con respecto a los datos observados. Este modo de variabilidad tiene una correlación significativa con la Oscilación Interdecadal del Pacífico (OIP) cuando se agrega un desfase de alrededor de 7-9 años, retrasando el índice de la OIP con respecto a la componente principal de ese modo. Por otra parte, se prueba que la precipitación anual en algunas zonas de Sudamérica extratropical está correlacionada con la OIP sin considerar desfase. Estos resultados permitirán conocer en parte el comportamiento de la precipita-

ción en la zona en las décadas venideras, sobre todo en el corto plazo (en 10 o 20 años) en un escenario de calentamiento global, ya que los efectos a corto plazo de la variabilidad natural de la precipitación pueden potenciar o contrarrestar temporalmente los cambios inducidos por el calentamiento global antropogénico.

Índice general

Índice de figuras	ix
Índice de tablas	xi
1. Introducción	1
1.1. Antecedentes de variabilidad interdecadal natural de la precipitación	3
1.2. Mecanismo físico de la OIP-ODP	6
2. Hipótesis y Objetivos	11
2.1. Hipótesis	11
2.2. Objetivo general	11
2.3. Objetivos específicos	12
3. Datos y Metodología	13
3.1. Datos	13
3.2. Área de estudio	18
3.3. Metodología	19
4. Análisis y Resultados	22
4.1. Datos observados	22
4.2. Simulaciones	28
4.3. Relación con otros índices	35
5. Discusión	37
5.1. Precipitación anual y la OIP/ODP	37
5.2. Simulaciones	42
5.3. Predicción decadal	46

ÍNDICE GENERAL

6. Conclusiones

50

Bibliografía

53

ÍNDICE GENERAL

Índice de figuras

1.2.1. Esquema simplificado de los procesos asociados al mecanismo de la OIP y sus cambios de fases	9
3.2.1. Zona de estudio: Sudamérica extratropical.	19
4.1.1. Tendencias lineales observadas en promedio por década en los set de datos observados	23
4.1.2. Patrón espacial (como correlación) del primer modo de variabilidad interdecadal de la precipitación	25
4.1.3. Componentes principales del primer modo de variabilidad	26
4.1.4. Patrón espacial (como correlación) del segundo modo de variabilidad interdecadal de la precipitación	27
4.1.5. Componentes principales del segundo modo de variabilidad	28
4.2.1. Selección de patrones espaciales del primer modo de variabilidad en los modelos	29
4.2.2. Diagrama de dispersión de la correlación y RECM del primer modo de variabilidad con respecto al CRU	30
4.2.3. Diagrama de dispersión de la correlación y RECM del primer modo de variabilidad con respecto a la Universidad de Delaware	31
4.2.4. Diagrama de dispersión de la correlación y RECM del primer modo de variabilidad con respecto al GPCC	32
4.2.5. Diagrama de dispersión del error en latitud/longitud de los modelos con respecto al CRU	33
4.2.6. Diagrama de dispersión del error en latitud/longitud de los modelos con respecto a la Universidad de Delaware	34
4.2.7. Diagrama de dispersión del error en latitud/longitud de los modelos con respecto al GPCC	35

5.1.1. Mapa de regresión de la precipitación anual con del índice de la PDO a partir de datos de precipitación grillados de la Universidad de Delaware (adaptado de Garreaud, Vuille, Compagnucci, y Marengo (2009))	38
5.1.2. Mapas de regresión de la precipitación anual a partir del índice tripolo de la OIP con la precipitación anual de los 3 set de datos utilizados sin considerar desfase temporal	39
5.1.3. Mapas de regresión de la precipitación anual a partir del índice tripolo de la OIP con la precipitación anual de los 3 set de datos utilizados considerando un desfase temporal de 3 años	40
5.1.4. Mapas de regresión de la precipitación anual a partir del índice tripolo de la OIP con la precipitación anual de los 3 set de datos utilizados considerando un desfase temporal de 6 años	41
5.1.5. Mapas de regresión de la precipitación anual a partir del índice tripolo de la OIP con la precipitación anual de los 3 set de datos utilizados considerando un desfase temporal de 9 años	42
5.3.1. Proyecciones a largo plazo de la precipitación sobre Sudamérica con dos escenarios de calentamiento global distintos (RCP 2.6 y RCP 8.5) del informe del IPCC 2013	48

Índice de tablas

3.1.1.Fuente de los datos observados utilizados, con su respectiva extensión temporal y resolución espacial.	14
3.1.2.Lista de modelos utilizados con su respectiva cantidad de corridas, extensión temporal y resolución espacial.	17
4.2.1.Porcentajes de la cantidad de modelo que tienen un error menor o igual a 10 (en negro) o 5 (valores en rojo) grados de latitud/longitud en establecer la ubicación de los puntos máximos y mínimos en su respectivo patrón espacial de correlaciones correspondiente al primer modo de variabilidad encontrado, comparado con cada uno de esos patrones resultantes del análisis con los datos observados.	33
4.3.1.Valores de correlación sin desfase entre la primera componente principal encontrada en el análisis de datos observados y los índices de la OIP.	36
4.3.2.Valores de correlación entre la primera componente principal encontrada en el análisis de datos observados y los índices de la OIP, considerando el desfase para la máxima correlación. Los valores en rojo son estadísticamente significativos al 90 %.	36
5.2.1.Tabla resumen de los resultados de RECM a partir de la comparación de los mapas del primer modo de variabilidad de los datos observados y todas las simulaciones del modelo GISS-E2-R	43
5.2.2.Tabla resumen de los resultados de RECM a partir de la comparación de los mapas del primer modo de variabilidad de los datos observados y las simulaciones del modelo GISS-E2-R, agrupando las simulaciones de este último por la igualdad de sus perturbaciones físicas	45

5.2.3. Tabla resumen de los resultados de RECM a partir de la comparación de los mapas del primer modo de variabilidad de los datos observados y las simulaciones del modelo GISS-E2-R, agrupando las simulaciones de este último por la igualdad de sus condiciones iniciales 45

Capítulo 1

Introducción

La variabilidad climática es un proceso complejo que involucra diferentes procesos físicos a distintas escalas espaciales y temporales, siendo estos procesos muchas veces de naturaleza cíclica (aunque no necesariamente periódicos). En este sentido, podemos esperar que ciertas condiciones y fenómenos que han sucedido en el pasado vuelvan a suceder en algún momento en el futuro, dependiendo de la escala temporal de éstos y su variabilidad asociada. Un caso particular es la variabilidad interdecadal, aquella en que los ciclos asociados a los fenómenos físicos tienen escalas temporales del orden de décadas. Por otro lado, existen otros procesos de la naturaleza, de índole diferente a los anteriores, que no producen variaciones cíclicas en los componentes del sistema climático sino que aumentos o descensos constantes y/o monotónicos, definiendo tendencias a largo plazo. Un ejemplo de estos procesos es el calentamiento global, reconocido como el aumento mantenido de la temperatura superficial del orden de 0.2°C por década en los últimos 30 años (Hansen, Ruedy, Sato, y Lo, 2010).

Conocida es la variabilidad decadal-interdecadal que tiene la temperatura superficial del mar (TSM) en el océano Pacífico, llamada comúnmente variabilidad interdecadal tipo-ENOS de la TSM del Pacífico, dado que los patrones espaciales de variabilidad asociados a ésta son bastante similares a los producidos por el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) en esta cuenca en escalas de tiempo interanuales (Zhang, Wallace, y Battisti, 1997). Se observan anomalías en la TSM pero también en otras variables y características meteorológicas/climáticas como la presión a nivel del mar (PNM) y la circulación atmosférica, vía teleconexiones

similares también a la de ENOS, incluyendo propagación de ondas de Kelvin y Rossby en el Pacífico tropical que ayudan a la propagación de anomalías de la profundidad de la termoclina en esta zona (Meehl y Hu, 2006). Dado que la circulación atmosférica se ve afectada por estos fenómenos, se puede esperar que la precipitación también se vea afectada.

Otros estudios han reconocido la variabilidad decadal-interdecadal del Pacífico mediante oscilaciones como la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP; Mantua, Hare, Zhang, Wallace, y Francis (1997)) y la Oscilación Interdecadal del Pacífico (OIP; Power, Casey, Folland, Colman, y Mehta (1999)), definidas como un modo principal de variabilidad de la TSM en el Pacífico a escalas grandes de tiempo. La principal diferencia entre ambas es la escala espacial: la primera de ellas sólo considera desde los 20°N hacia el norte y la segunda considera toda la cuenca, y dada su mayor extensión, podría ser más adecuada para correlacionarla con anomalías en la zona del Pacífico sur, por ejemplo. Sin embargo, ambas podrían ser intercambiables ya que la correlación entre ambos índices de la ODP y OIP es bastante alta.

Los cambios de fase de la ODP (y por extensión de la OIP) han sido asociados a saltos climáticos en algunos estudios. Por ejemplo, Jacques-Coper y Garreaud (2014) asociaron el cambio de fase, de fría a cálida, de la ODP con el salto climático de mediados de la década de 1970, que trajo consigo diferentes anomalías de precipitación, temperatura superficial y PNM en Sudamérica, aunque éstas no se detectan simultáneamente a las anomalías de TSM ya que hay un ligero retraso en la propagación de la señal oceánica hacia el continente. Se podría esperar entonces que futuros (o actuales) cambios de fase de estas oscilaciones también estén asociadas a anomalías de precipitación y otras variables meteorológicas, sumándose al efecto que produce el cambio climático a muy largo plazo.

Por otra parte, también se ha estudiado la variabilidad climática en el Atlántico y se ha encontrado que también existen ciclos interdecadales de la TSM atlántica. Venegas, Mysak, y Straub (1998), mediante un análisis de Descomposición de Valor Singular (DVS) a partir de datos de TSM y PNM (80 años), hallaron fluctuaciones interdecadales del sistema acoplado océano – atmósfera, con un periodo de alrededor de 20 años. Ellos agregan que los patrones espaciales de las

diferentes fases de este ciclo son similares a los observados en las señales de variabilidad interdecadal en otras cuencas oceánicas, principalmente en el Atlántico Norte, sugiriendo así que el ciclo encontrado para el Atlántico Sur puede ser la señal regional de un fenómeno de variabilidad global. Similarmente que en el caso de la OIP u ODP, las anomalías de TSM y PNM asociadas al ciclo del Atlántico descrito por Venegas et al. (1998) generan cambios en la circulación atmosférica las cuales podrían producir anomalías de distintos signos, dependiendo de la fase del ciclo, en variables como la precipitación, las cuales afectarían a Sudamérica sobretodo en su costa oriental. Sin embargo, esto aún no ha sido estudiado en extensión en comparación con las otras oscilaciones mencionadas.

1.1. Antecedentes de variabilidad interdecadal natural de la precipitación

Se han hecho estudios sobre la variabilidad a largo plazo de la precipitación a nivel global, siendo uno de estos el de Gu y Adler (2013). A partir de datos mensuales de precipitación y TSM entre 1979-2010 se hizo un análisis de los cambios y tendencias observados en estas variables en las últimas décadas. Además, se realizó un análisis de componentes principales a estos datos, filtrados con un pasa-bajo de 13 meses (es decir, incluye variabilidad interanual), y se encontró que los dos primeros modos de variabilidad presentan un patrón espacial de variabilidad de precipitación similar al que presenta el fenómeno ENOS, por lo que estos modos son asociados a él. En el tercer modo de variabilidad se obtuvo patrones espaciales diferentes que pueden ser asociados a la variabilidad a largo plazo. Esto se confirma a partir de mapas de regresión hechos a partir de las anomalías de precipitación observadas con las componentes principales de precipitación, siendo éstos muy parecidos a los respectivos patrones espaciales (funciones ortogonales empíricas, FOE). Además, hicieron mapas de regresión de la precipitación global a partir de la serie de tiempo de calentamiento superficial (considerada aquí como la señal del calentamiento global) para ver el efecto de éste sobre la precipitación y también se hicieron mapas de regresión de las anomalías de precipitación pero esta vez a partir de las componentes principales de la TSM, siendo la segunda componente

principal de ésta la que mostraría la variabilidad a largo plazo/ interdecadal. Se encontró que ninguno de estos mapas de regresión, por sí solos, puede representar de buena manera los cambios y tendencia observada en la precipitación global. Sin embargo, haciendo una combinación de estos dos efectos, calentamiento global + variabilidad interdecadal, en los mapas de regresión se pudo llegar a reconstruir de muy buena manera las tendencias observadas. Los cambios observados a nivel global no son en ningún caso homogéneos para la precipitación. Están fuertemente regionalizados, con marcadas zonas de aumento y disminución de precipitaciones en distintas zonas del planeta. En la zona de convergencia intertropical (ZCIT) y Asia suroriental, por ejemplo, se ve una distintiva zona de tendencia positiva de la precipitación mientras que inmediatamente al sur y al norte, en el Pacífico central y oriental, existen zonas de tendencia negativa.

Por otro lado, también se han hecho estudios de variabilidad regional de la precipitación a escalas interdecadales. Dai (2013), a partir de datos mensuales de precipitación de diferentes fuentes, relacionó las anomalías de precipitación observadas en Estados Unidos con la variabilidad interdecadal del Pacífico, entendida como la Oscilación Interdecadal del Pacífico (OIP). Esta oscilación es identificada y utilizada en este estudio como la segunda componente principal de la variabilidad a largo plazo de la TSM, ya que la primera componente principal obtenida del análisis de FOE hecho en este estudio representa el calentamiento superficial. Se encontró que las anomalías de precipitación en el suroeste subtropical de Estados Unidos, entre 30°N - 40°N y 105°W - 120°W , se correlacionan fuertemente con la OIP a escalas de tiempo decadales o multidecadales ($r=0,85$), produciéndose tendencias aparentes de la precipitación en periodos cortos de tiempo. En periodos cálidos de la OIP la precipitación tiende a aumentar en un 5-15 %, con respecto a la media local, y en periodos fríos a disminuir en la misma medida en el suroeste de Estados Unidos. Otras zonas de Norteamérica se ven menormente afectadas o no afectadas por la oscilación, especialmente la parte oriental del continente que está mucho más afectada por la influencia del océano Atlántico. Las tendencias aparentes en la precipitación en estos periodos sólo se deberían a la influencia de la OIP y no deberían confundirse con las anomalías producidas por el calentamiento global. Por ello, para separar la respuesta de ambos efectos, sería recomendable utilizar series de precipitación de larga data. Las anomalías de precipitación en este caso se producen vía anomalías de circulación atmosférica: aparecen diferentes

centros de circulación ciclónica o anticiclónica, según el periodo correspondiente, que facilita la advección de aire húmedo o seco hacia Estados Unidos, afectando la cantidad de humedad disponible para la precipitación, produciendo así la respectiva anomalía de precipitación.

En Australia, [Arblaster, Meehl, y Moore \(2002\)](#) encontraron que existe una alta correlación negativa entre la precipitación en el noreste del país principalmente y la IPO, del orden de -0,8. En un análisis compuesto, para estudiar variaciones y modulaciones a escalas de tiempo menores, encontraron también que durante las fases positivas de la OIP, cuando la TSM del Pacífico tropical está más cálida que el promedio, la correlación entre el índice de la Oscilación del Sur (IOS), relacionado con el ENOS, y el clima Australiano es muy débil, mientras que en periodos o fases negativas las correlaciones son mucho mayores. En este sentido, se produce una modulación interdecadal del ENOS, así como también de la circulación de Walker, produciendo que la varianza del SOI sea el doble de grande en fases negativas de la OIP comparado con la varianza del SOI en fases positivas de la OIP, con sus variaciones asociadas de precipitación, descritas en parte por [Dai y Wigley \(2000\)](#).

Para el caso de Chile, [Quintana y Aceituno \(2012\)](#) encontraron que la precipitación en Chile también ha mostrado diferentes tendencias a lo largo del siglo XX, las cuales varían según la latitud y también si es que consideramos periodos de tiempo más cortos para hacer el análisis de tendencia. En la zona norte del país las tendencias son bastante negativas, lo cual puede ser explicado por condiciones muy húmedas a principio de siglo. Además, si se consideran periodos más recientes y cortos las tendencias negativas son menores en magnitud, lo cual es consistente con lo anterior y con el aumento de las precipitaciones en la década de los 70 en la mayoría de los índices. De hecho, entre 30°S y 37°S las condiciones de precipitación son prácticamente estacionarias durante 1950-2007, excepto en la zona de los 33°S, donde se tienen aumentos considerables. En la región al sur de los 37°S, las tendencias son predominantemente negativas para todos los periodos considerados. El aumento de la precipitación en la década de los 70 visto en Chile central podría ser explicado en parte por el cambio de fase del índice de la ODP (o de la OIP) hacia la fase positiva a finales de la década de 1970, el debilitamiento del Anticiclón del Pacífico suroriental (APS) y la prevalencia de la fase negativa de ENOS, los cuales han mostrado tener una correlación importante

con la precipitación en Chile central. Hacia finales de los 90 la ODP cambió de fase nuevamente provocando condiciones similares a las anteriores de mediados de los 70s y opuestas a las del periodo predecesor. Este cambio de fase es consistente la intensificación del APS en la década de los 90 y con el aumento significativo de años secos en Chile central.

Las anomalías de precipitación asociadas a los cambios de fase de la OIP u ODP en Chile también serían producidas por anomalías de circulación atmosférica asociadas a las distintas condiciones que implican los periodos cálidos y fríos de estas oscilaciones, afectando por ejemplo la intensidad y posición del APS (Ancapichún y Garcés-Vargas, 2015), influyendo en la humedad disponible y en la cantidad de sistemas frontales, los principales responsables de la precipitación en Chile central, que pasan por el país.

1.2. Mecanismo físico de la OIP-ODP

Ya que al parecer la OIP es uno de los forzantes más llamativos de la variabilidad del Pacífico conocidos hasta ahora, se hace necesario conocer cómo se produce y desarrolla esta oscilación y algunos de sus efectos. Una explicación del mecanismo físico de este fenómeno fue propuesta por Meehl y Hu (2006), donde usando una simulación de 1360 años de un modelo climático global acoplado (Parallel Climate Model, PCM), encontraron que la ocurrencia de eventos de mega-sequías (condiciones secas mantenidas por varias décadas) están asociadas a anomalías de la TSM persistentes a grandes escalas temporales en el Pacífico tropical (en otras palabras, las anomalías asociadas a la OIP), cuyo origen sería dinámico. En periodos cálidos de la OIP hay anomalías positivas de precipitación sobre el Pacífico norte oriental, sobre la banda ecuatorial en el Pacífico, parte de Europa y Sudamérica, y también durante estos mismos periodos existen anomalías negativas de PNM sobre el Pacífico norte (Baja de las Aleutianas intensificada), anomalías negativas en general para todo el Pacífico oriental y anomalías positivas de presión sobre el océano Índico. Esto indica que hay teleconexiones atmosféricas similares en escalas interdecadales o multidecadales a las de escalas interanuales para condiciones tipo ENOS especialmente para la cuenca del Pacífico (Garreaud

y Battisti, 1999). Por otra parte, se encontró que anomalías de intensidad en las celdas someras de circulación oceánica en el Pacífico tropical (Meridional overturning circulation o STC) se correlacionan fuertemente, según el modelo, con el transporte de calor hacia fuera de la zona ecuatorial del Pacífico ($r=0,75$) y se correlacionan negativamente con el índice de la OIP ($r=-0,63$). Esto es, cuando la circulación es más intensa en el Pacífico tropical, el transporte de calor es mayor y la TSM tiene anomalías negativas, todo esto a escalas multidecadales. Otros estudios, como el de Zilberman, Roemmich, y Gille (2013), han encontrado que el transporte geostrófico en la celda de circulación meridional en el Pacífico tropical es más intenso (en otras palabras, la circulación es más intensa), en escalas interanuales, en el interior del océano durante episodios La Niña, por lo que también existiría una consistencia entre las anomalías en escalas interanuales a interdecadales o multidecadales para estos procesos oceánicos.

Según este estudio, las fases de la OIP se desarrollan y cambian de una a la otra gracias a las anomalías de circulación atmosférica y oceánica que en cada fase se producen, como se explica a continuación. Como condiciones iniciales se toma un periodo cálido de la OIP, es decir, anomalías positivas de TSM en el Pacífico tropical central oriental. Debido a sus teleconexiones, estas anomalías producen una anomalía negativa de PNM en el Pacífico norte (Baja de las Aleutianas intensificada) lo cual produce anomalías positivas de los vientos superficiales entre 20°N y 30°N , pero para el análisis se considera la latitud de 20°N ya que representa el borde norte de la STC. En periodos con estas anomalías de viento zonal a 20°N sobre la costa oriental del Pacífico, se produce una perturbación de la termoclina, profundizándola localmente. Esta perturbación se propaga como onda de Rossby de subsidencia hacia el oeste, con una rapidez de alrededor de 3-5 cm/s y cruza el Pacífico en unos 9-13 años. El caso es similar para el hemisferio sur: anomalías positivas de viento zonal a 25°S (borde sur de la STC) producen anomalías positivas de profundidad de la termoclina, que se propagan al oeste a una velocidad aproximada de 2-3 cm/s y cruzan el Pacífico en unos 15-20 años. Cabe mencionar que no siempre las anomalías positivas de viento generan ondas de Rossby. Mientras sucede esto en el este, ondas de Rossby de surgencia producidas en la fase anterior de la OIP, forzadas por anomalías negativas de viento zonal en las latitudes mencionadas unos 10-15 años atrás, están llegando al borde oeste del Pacífico y se reflejan hacia el ecuador y hacia el este, esta vez con una rapidez mucho mayor,

demorándose sólo meses en cruzar el Pacífico. Esta escala temporal corresponde a ondas de Kelvin, de surgencia en este caso. Estas ondas rápidamente somerizan la termoclina a lo largo del ecuador, provocando anomalías negativas de TSM. Éstas a su vez provocan un fortalecimiento de los vientos alisios e intensifica la circulación STC, provocando mayor transporte de calor hacia afuera del ecuador y produciendo mayores anomalías negativas de la TSM, lo cual en conjunto inducen y mantienen la fase negativa de la OIP. En esta fase, se producen anomalías de circulación atmosférica inversas a las de la fase cálida, es decir, la Baja de las Aleutianas se debilita en el hemisferio norte y aparecen anomalías negativas de viento zonal las cuales inducen perturbaciones negativas de la profundidad de la termoclina localmente (en el hemisferio sur también se producen anomalías negativas de viento zonal). Esta perturbación se propaga como onda de Rossby de surgencia hacia el oeste, tomándole otros ~ 15 años en llegar al borde occidental.

Ahora se retoman las ondas de Rossby de subsidencia producidas en la fase anterior (las primeras que se mencionaron). Durante prácticamente todo el tiempo que estas ondas estuvieron viajando hacia el oeste se tenían condiciones frías persistentes en el Pacífico tropical, pero una vez que éstas llegan al borde occidental y se reflejan hacia el ecuador como onda de Kelvin de subsidencia, la termoclina ecuatorial se profundiza lo cual produce anomalías positivas de TSM. Éstas provocan un debilitamiento de los vientos alisios y circulación STC menos intensa, provocando menor transporte de calor hacia afuera del ecuador y produciendo mayores anomalías positivas de la TSM, induciendo un periodo cálido de la OIP. Entonces, en pocas palabras, lo que produce la variabilidad interdecadal del Pacífico, lo cual influencia la variabilidad de la circulación atmosférica y precipitación en particular en las mismas escalas temporales, sería el tiempo de tránsito de las ondas de Rossby de surgencia o subsidencia, dependiendo del caso, producidas precisamente por las teleconexiones de las anomalías de TSM en el Pacífico tropical. En la [figura 1.2.1](#) podemos ver un esquema de los procesos que involucran el mecanismo de la OIP.

El mecanismo propuesto y sus efectos serían concordantes con los resultados de [Dai \(2013\)](#) quien encontró que en fases negativas (o frías) de la OIP, existen anomalías de circulación anticiclónica entre $20-25^{\circ}\text{N}$, lo cual se traduce en anomalías de viento zonal negativas en el Pacífico oriental. [Meehl y Hu \(2006\)](#) proponen algo

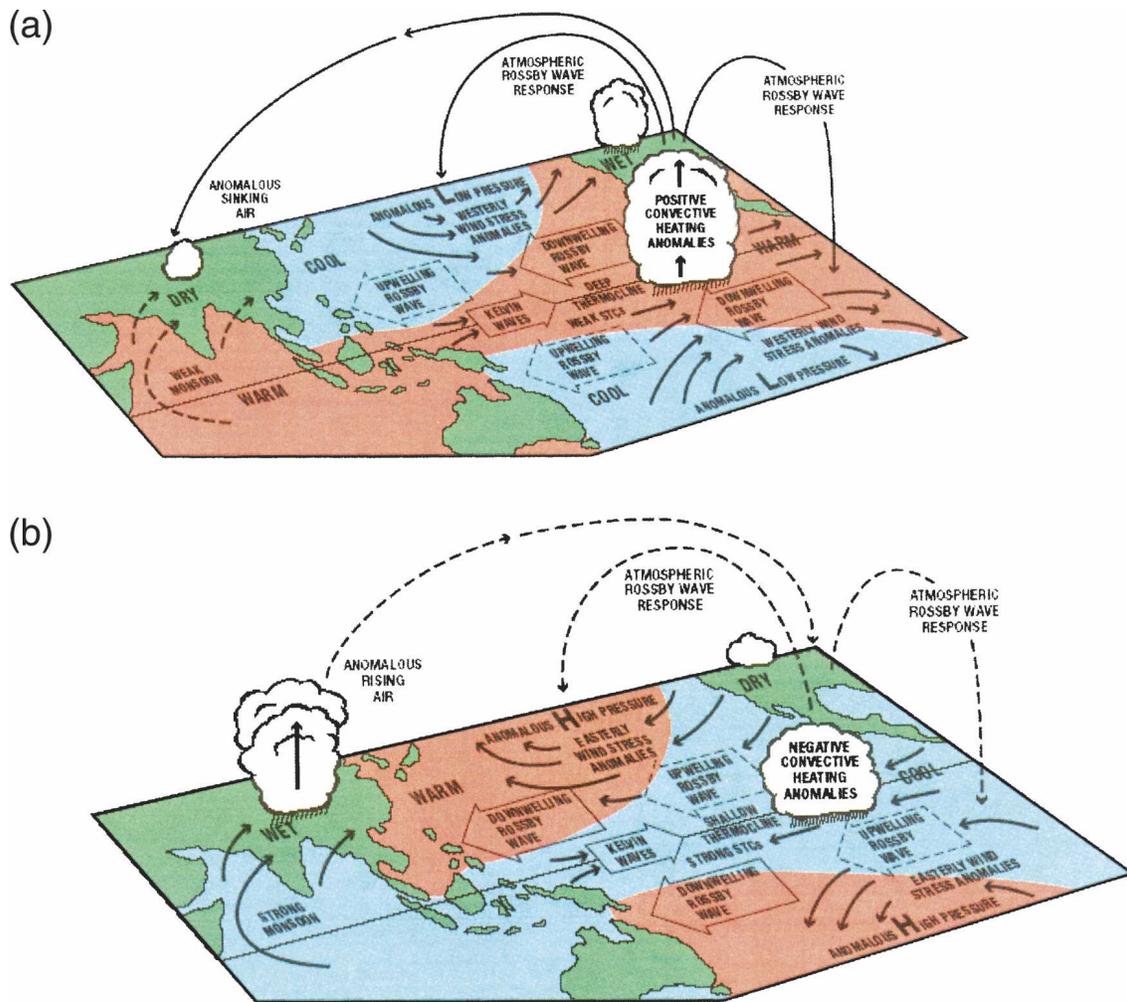


Figura 1.2.1: Esquema simplificado de los procesos asociados al mecanismo de la OIP y sus cambios de fases (adaptado de Meehl y Hu (2006)).

similar en términos de las anomalías: en periodos fríos de la OIP existen anomalías negativas de viento zonal en superficie a 20°N , las cuales desarrollan las ondas de Rossby de surgencia que se propagarán hacia el este a esa latitud y producirán la siguiente fase positiva de la OIP una vez que crucen todo el Pacífico, unos 15-20 años después. Cuando eso sucede, las anomalías de circulación cambian de signo y desencadenan finalmente la siguiente fase positiva.

Para el caso de Chile y la costa occidental de Sudamérica, la oscilación interdecadal del Pacífico también modula el comportamiento del anticiclón del Pacífico sur, modulando a su vez las precipitaciones asociadas a sistemas frontales. En la

atmósfera en el hemisferio sur deberían suceder cosas similares que en el hemisferio norte en fases cálidas de la OIP: anomalías de viento en superficie a $\sim 25^\circ\text{S}$ que profundicen la termoclina y produzcan ondas de Rossby que se propaguen hacia el oeste. Estas anomalías de viento serían anomalías ciclónicas, ya que el anticiclón del Pacífico tiende a estar más debilitado durante las fases cálidas de la OIP según [Ancapichún y Garcés-Vargas \(2015\)](#). Estos últimos encontraron también que las fases de la OIP no sólo afectan la intensidad del anticiclón del Pacífico sur sino también su posición, influenciando movimientos meridionales de éste durante las diferentes fases. A escalas decadales, el anticiclón del Pacífico sur tiende a moverse hacia el noreste (suroeste) durante fases positivas (negativas) o cálidas (frías) de la OIP (luego, de la OIP).

Si se considera el efecto de la OIP, la tendencia de la precipitación en Chile central debería hacerse más negativa en la última década ya que actualmente en el Pacífico tropical se han visto anomalías negativas de TSM, es decir, estamos en una fase fría de la OIP. Estas anomalías de TSM producirían anomalías de circulación que a su vez producen anomalías de precipitación negativas en Sudamérica subtropical. Sin embargo, según lo mostrado en los resultados de [Quintana y Aceituno \(2012\)](#) hay una ligera tendencia positiva de precipitación durante la última década al norte de $\sim 40^\circ\text{S}$, indicando que podrían haber otros factores que afecten la precipitación en esta zona.

Capítulo 2

Hipótesis y Objetivos

Dados los antecedentes comentados en las secciones anteriores, se espera que a partir de la variabilidad observada en otras variables meteorológicas que aparezca variabilidad en la precipitación y nace la necesidad de caracterizarla. Por ello, el propósito de este trabajo es verificar la existencia y describir tal variabilidad de la precipitación, particularmente en Sudamérica subtropical y extratropical a partir de datos observados de esta variable y posteriormente simulados.

2.1. Hipótesis

Existe un modo de variabilidad interdecadal natural de la precipitación en Sudamérica extratropical que los modelos globales de circulación general océano-atmosférica de CMIP5 son capaces de reproducir, el cual está relacionado con la variabilidad de la TSM del Pacífico a escala interdecadal. En otras palabras, relacionado con la Oscilación interdecadal del Pacífico.

2.2. Objetivo general

Establecer si los modelos globales acoplados océano-atmósfera de CMIP5 pueden reproducir modos de variabilidad natural (intrínseca) de la precipitación a escala interdecadal en Sudamérica extratropical en datos observados y analizar la influencia de la OIP en la variabilidad de la precipitación en Sudamérica a escala interdecadal.

2.3. Objetivos específicos

- Hallar modos de variabilidad de la precipitación en Sudamérica extratropical en escalas temporales interdecadales en datos observados y simulados.
- Definir estadísticos que permitan comparar los campos de variabilidad interdecadal, asociados a los modos encontrados, observados y simulados.
- Encontrar una relación entre la variabilidad de la precipitación observada en Sudamérica con la Oscilación interdecadal del Pacífico.
- Encontrar una relación entre los modos de variabilidad observados y otras variables meteorológicas.

Capítulo 3

Datos y Metodología

3.1. Datos

Los datos utilizados para este trabajo consistieron en 4 sets de datos grillados globales de precipitación mensual sólo sobre los continentes, listados en la [tabla 3.1.1](#). Los datos en los que se basan estos productos grillados son provenientes de registros in situ de estaciones meteorológicas ubicadas alrededor del planeta, de manera no homogénea. Posteriormente, se realiza una homogeneización espacial (interpolación) para producir el campo grillado en las resoluciones mostradas en la [tabla 3.1.1](#). En el caso del Climate Reseach Unit (CRU; [Harris, Jones, Osborn, y Lister \(2014\)](#)) son datos grillados de precipitación mensual total basados en registros de más de 4000 estaciones meteorológicas ubicadas en todo el globo, al igual que en caso de los datos de la Universidad de Delaware ([Legates y Willmott, 1990](#)), en donde la cantidad de estaciones meteorológicas utilizadas para la obtención de datos sube hasta 22.000, principalmente provenientes del Global Historical Climate Network versión 2 (GHCN2) y, de manera más extensa, de los archivos de Legates & Willmott. Los datos del Global Precipitation Climatology Centre (GPCC; [Schneider et al. \(2011\)](#)) provienen de registros de 67.200 estaciones meteorológicas distribuidas alrededor del planeta que presentan registros de por lo menos 10 años de duración, resultando finalmente en un campo grillado de valores mensuales totales de precipitación. Los datos de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA; [Chen, Xie, Janowiak, y Arkin \(2002\)](#)) corresponden a datos de precipitación promedio mensual, en mm/día, de más de

17000 estaciones obtenidas de los set de datos del GHCN2 y del Climate Anomaly Monitoring System (CAMS).

Fuente	Extensión temporal	Resolución espacial (latitud x longitud)
Climatic Research Unit (CRU)	1901-2013	0.5° x 0.5°
Universidad de Delaware	1901-2010	0.5° x 0.5°
Global Precipitation Climatology Centre (GPCC)	1901-2010	0.5° x 0.5°
National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)	1951-2014	0.5° x 0.5°

Tabla 3.1.1: Fuente de los datos observados utilizados, con su respectiva extensión temporal y resolución espacial.

Dado que el objetivo de este trabajo es estudiar la variabilidad interdecadal y/o a largo plazo, es beneficioso tener datos de gran extensión temporal, por lo que se intentó buscar las series de mayor larga data posible. Como se ve en la [tabla 3.1.1](#), los datos de la NOAA tienen una extensión temporal bastante menor a la de los demás set de datos, por lo que se espera que los resultados obtenidos a partir de estos datos sean distintos a los demás y por ende también su interpretación.

Por otro lado, se utilizan diferentes corridas históricas de modelos del proyecto CMIP5 5: 175 corridas en total correspondientes a 45 modelos, los cuales están listados en la [tabla 3.1.2](#). El Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 o CMIP5 es un proyecto compuesto de múltiples experimentos de modelación climática, en el cual participan grupos de modelación de distintos centros de investigación/ Universidades de todo el planeta, que desarrollan diferentes tipos de simulaciones que incluyen distintos forzantes, como los naturales y antropogénicos. Estos modelos han sido ampliamente utilizados (principalmente en la fase 3 del proyecto, CMIP3, ya que CMIP5 es más reciente) para la evaluación y examen de las predicciones climáticas y la evolución del clima en distintos escenarios de

calentamiento global, como se realiza en [Stocker et al. \(2013\)](#), así como también de la evaluación del clima del pasado y la evolución que éste ha tenido (“hindcasts”).

Las simulaciones utilizadas en este estudio, de los modelos de la [tabla 3.1.2](#), son corridas con resultados de precipitación promedio mensual a escala global (en mm/día), sobre los continentes y el océano para el periodo mencionado en la misma tabla. Las corridas históricas de estos modelos incluyen forzantes de tipo natural y antropogénico, por lo que ambos efectos sobre la precipitación serán visibles en las salidas.

Modelo	Cantidad de corridas	Extensión temporal	Resolución espacial (longitud x latitud)
ACCESS1-0	1	1850-2005	1,3 x 1,9
ACCESS1-3	3	1850-2005	1,3 x 1,9
bcc-csm1-1	3	1850-2005	2,8 x 2,8
bcc-csm1-1-m	3	1850-2005	1,1 x 1,1
BNU-ESM	1	1850-2005	2,8 x 2,8
CanESM2	5	1850-2005	2,8 x 2,8
CCSM4	8	1850-2005	0,9 x 1,3
CESM1-BGC	1	1850-2005	0,9 x 1,3
CESM1-CAM5-1-FV2	4	1850-2005	1,9 x 2,5
CESM1-CAM5	3	1850-2005	0,9 x 1,3
CESM1-FASTCHEM	3	1850-2005	0,9 x 1,3
CESM1-WACCM	4	1850-2005	1,9 x 2,5
CMCC-CESM	1	1850-2005	3,7 x 3,8

Sigue en la página siguiente.

Modelo	Cantidad de corridas	Extensión temporal	Resolución espacial (longitud x latitud)
CMCC-CM	1	1850-2005	0,7 x 0,8
CMCC-CMS	1	1850-2005	1,9 x 1,9
CNRM-CM5-2	1	1850-2005	1,4 x 1,4
CNRM-CM5	10	1850-2005	1,4 x 1,4
CSIRO-Mk3-6-0	10	1850-2005	1,9 x 1,9
EC-EARTH	7	1850-2009	1,1 x 1,1
FGOALS-s2	3	1850-2005	1,7 x 2,8
FIO-ESM	3	1850-2005	2,8 x 2,8
GFDL-CM3	5	1860-2005	2,0 x 2,5
GFDL-ESM2G	3	1861-2005	2,0 x 2,5
GFDL-ESM2M	1	1861-2005	2,0 x 2,5
GISS-E2-H-CC	1	1850-2010	2,0 x 2,5
GISS-E2-H	15	1850-2005	2,0 x 2,5
GISS-E2-R-CC	1	1850-2010	2,0 x 2,5
GISS-E2-R	25	1850-2005	2,0 x 2,5
HadCM3	9	1859-2005	2,5 x 3,8
HadGEM2-AO	1	1860-2005	1,3 x 1,9
HadGEM2-ES	5	1859-2005	1,3 x 1,9
inmcm4	1	1850-2005	1,5 x 2,0
IPSL-CM5A-LR	6	1850-2005	1,9 x 3,8

Sigue en la página siguiente.

Modelo	Cantidad de corridas	Extensión temporal	Resolución espacial (longitud x latitud)
IPSL-CM5A-MR	3	1850-2005	1,3 x 2,5
PSL-CM5B-LR	1	1850-2005	1,9 x 3,8
MIROC5	5	1850-2012	1,4 x 1,4
MIROC-ESM-CHEM	1	1850-2005	2,8 x 2,8
MIROC-ESM	3	1850-2005	2,8 x 2,8
MPI-ESM-LR	3	1850-2005	1,9 x 1,9
MPI-ESM-MR	3	1850-2005	1,9 x 1,9
MPI-ESM-P	2	1850-2005	1,9 x 1,9
MRI-CGCM3	5	1850-2005	1,1 x 1,1
MRI-ESM1	1	1851-2005	1,1 x 1,1
NorESM1-ME	1	1850-2005	1,9 x 2,5
NorESM1-M	3	1850-2005	1,9 x 2,5

Tabla 3.1.2: Lista de modelos utilizados con su respectiva cantidad de corridas, extensión temporal y resolución espacial.

También se realizó una comparación con los modos de variabilidad observados con otras variables meteorológicas y/o fenómenos de escala interdecadal como la OIP. Para ello, se utilizaron dos índices para este fenómeno, ambos calculados en la Escuela de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Melbourne con el mismo método mencionado anteriormente, pero a partir de dos productos de datos de TSM: ERSST y HadISST. Existen ligeras diferencias entre estos dos índices, en particular en términos de amplitud entre los años 1920-1950 pero posterior a ese periodo son prácticamente iguales, siendo 0.93 la correlación entre ellos.

3.2. Área de estudio

El área de estudio escogida es Sudamérica extratropical, aproximadamente entre las latitudes 20°S y 55°S y longitudes 80°W y 50°W, abarcando casi la totalidad de Chile y gran parte de Argentina, Paraguay y Uruguay (Figura 3.2.1). Esta parte del continente es cruzada por la cordillera de Los Andes cuya altura varía notablemente de norte a sur, con valores promedios de alrededor de 4.000 m en el extremo norte de la zona seleccionada a 2.000 m en el sur, sirviendo como una barrera física para denotar el límite entre los países de Argentina y Chile. Esta zona del continente está bajo la influencia, en sus costas occidentales y orientales, de dos importantes cuencas oceánicas: el Pacífico sur y Atlántico sur; así como también de dos anticiclones sobre cada uno de estos océanos: el Anticiclón del Pacífico sur oriental y el Anticiclón del Atlántico sur, respectivamente. La distribución de la precipitación en esta zona es muy variable en latitud así como también a ambos lados de la cordillera, ya que ambos lados están influenciados de diferente maneras por los mismos o diferentes fenómenos físicos. En el lado occidental, en el sector norte se encuentra el Desierto de Atacama donde las precipitaciones son muy escasas debido a la subsidencia de gran escala en la zona, y la precipitación aumenta a medida que avanzamos en latitud, alcanzando máximos alrededor de 40°S-45°S, dado que nos acercamos a la zona de influencia de los sistemas frontales de latitudes medias (Garreaud y Aceituno, 2007). Al lado oriental de la cordillera, en Argentina, la precipitación en la zona norte se ve afectada por la influencia de la zona tropical, principalmente de la zona amazónica de Brasil, pudiendo recibir precipitación de tipo convectiva durante la estación de verano y durante el invierno la influencia de los sistemas frontales se hace mayor, mientras que en el sur del continente, a diferencia de la parte occidental a la misma latitud, la precipitación disminuye debido a la subsidencia forzada de aire en la ladera oriental de Los Andes (Garreaud et al., 2009), generando una zona muy seca en la Patagonia Argentina.



Figura 3.2.1: Zona de estudio: Sudamérica extratropical.

3.3. Metodología

Primeramente, se hizo un corte a los campos de precipitación simulados y observados en la zona seleccionada. Esta zona no es exactamente igual en todos los casos de las simulaciones ya que las resoluciones espaciales de cada uno de ellos son muy dispares, pero en todos los casos los límites latitudinales y longitudinales de la zona fueron escogidos como los puntos más cercanos en cada caso a los límites descritos en la sección anterior. Como se mencionó en la sección 3.1, las salidas de los modelos contienen datos de precipitación globales sobre los continentes y el océano. Ya que se desea comparar lo encontrado en el análisis con estos modelos con lo encontrado en los datos observados, se debió escoger sólo los puntos continentales en cada una de las salidas. Como es visible en la [Tabla 3.1.2](#), los modelos en general tienen una resolución espacial muy variable por lo que usar una máscara genérica para todos no fue viable y se debió crear una máscara continental para cada uno de ellos. Algunos tienen una resolución espacial bastante gruesa, por lo que algunas de las grillas seleccionadas en la máscara continental contienen superficie oceánica, pero esto se intentó limitar lo máximo posible y

abarcar la mayor cantidad de grillas sobre los continentes sin aumentar en gran medida las grillas que abarcan parte de superficie oceánica. De esta manera, se limita la varianza y ruido agregado por las grillas sobre el océano.

Luego, se calculó la media anual de precipitación de los datos para así eliminar el ciclo anual y las variaciones estacionales de precipitación en los campos. Posteriormente, para estudiar la variabilidad interdecadal y/o a largo plazo, de deben eliminar de la señal las variaciones de alta frecuencia aún presentes (interanuales) y esto se realizó mediante un filtro pasa-bajo de tipo Butterworth de 13 años. Debido a este proceso, los datos de los extremos temporales se vuelven desconfiables (por el filtro realizado) por lo que se quitaron 6 años de datos al principio y final en cada uno de los puntos del campo de precipitación. Por otro lado, para estudiar sólo la variabilidad interdecadal y separarla de otros procesos de largo plazo como el calentamiento global, se consideró que la tendencia lineal observada en los datos de todo el siglo es producto sólo del calentamiento global y el resto de las variaciones aún presentes en los datos corresponden a la variabilidad interdecadal. Gu y Adler (2013) consideraron que la tendencia lineal observada en la precipitación era producto de lo que ellos identificaron como calentamiento global más el efecto en la precipitación de la variabilidad interdecadal de la TSM, pero la gran diferencia con este trabajo es la longitud temporal de los datos: los datos que ellos usaron comprendían los años 1979-2010 y los datos que aquí se utilizan comprenden prácticamente la totalidad del siglo XX en los datos observados y la segunda mitad del siglo XIX y siglo XX en los datos simulados. En un análisis de datos en periodos cortos de tiempo (que, por ejemplo, incluya sólo un periodo de la OIP, frío o cálido), la variabilidad interdecadal incluye tendencias aparentes en las series de datos, como menciona Dai (2013), la cual se suma a la tendencia a largo plazo que fuerza el calentamiento global de origen antropogénico. Sin embargo, al incluir una gran cantidad de años en el análisis (varios periodos de variabilidad de la OIP), las tendencias aparentes de los diferentes periodos de variabilidad interdecadal tenderían a anularse entre ellas por lo que la tendencia a largo plazo se podría considerar como sólo del forzante a más largo plazo, es decir, el efecto del calentamiento global de origen antropogénico.

Luego de estos procesos preliminares, se realizó un análisis de funciones ortogonales empíricas a los campos de precipitación observados y simulados para

la zona de Sudamérica extratropical, con el objetivo de identificar un modo de variabilidad a largo plazo que afecte toda o parte de esta zona en los datos observados y verificar si los modelos pueden reproducir los modos observados. En otras palabras, se busca comprobar si los modelos y sus respectivas corridas poseen la variabilidad interna necesaria para producir los patrones de variabilidad que se observan, comparando los campos de variabilidad obtenidos a partir del análisis hecho con las simulaciones y con los datos observados y cuantificando sus similitudes/diferencias. Para realizar esta comparación, se calcularon estadísticos como la correlación espacial entre los campos (correlación punto a punto del campo observado y simulado) y la raíz del error cuadrático medio (RECM) de la diferencia punto a punto de estos mismos campos.

Se calculó la correlación entre las componentes principales observadas del primer modo (menos la de la NOAA) con un índice de la Oscilación interdecadal del Pacífico (OIP) para ver la influencia y relación de este fenómeno interdecadal de la TSM con la variabilidad encontrada en la precipitación en la zona escogida. El índice utilizado en este caso está basado en la diferencia de TSM promedio sobre el Pacífico ecuatorial central y la TSM promedio sobre el noroeste y suroeste del Pacífico, por lo que se le llama Índice Tripolo para la Oscilación interdecadal del Pacífico (ITP-OIP), desarrollado por [Henley et al. \(2015\)](#). Como se menciona en la [sección 3.1.1](#), son dos los índices utilizados, calculados en base a los productos de TSM indicados en la misma sección.

Capítulo 4

Análisis y Resultados

4.1. Datos observados

En la [figura 4.1.1](#) podemos ver las tendencias lineales observadas en cada uno de los set de datos utilizados. En cada caso, la tendencia lineal fue calculada utilizando la totalidad de la extensión temporal de cada producto. De manera general, podemos ver que las tendencias de los 4 set de datos son bastante similares, sobre todo en Chile central, donde se observan claras tendencias negativas con valores máximos centrados alrededor de 40°S del orden de 60-80 mm menos por década, y en Argentina occidental, donde la tendencia de la precipitación es cercana a cero. Los resultados de la NOAA presentan mayores diferencias, entre las cuales se destacan una notable zona de tendencia positiva de la precipitación en Chile entre ~50°S-55°S, la cual se opone a la tendencias negativas observadas en la misma zona por los otros set de datos, y las tendencias en Chile central tienden a ser relativamente mayores en magnitud. Esto puede deberse a que la extensión temporal de este set de datos es bastante menor en comparación con los demás, como se ha mencionado anteriormente. Las tendencias negativas mayores en magnitud presentadas por este set de datos podrían ser explicadas gracias a que a principios de siglo hubo condiciones muy húmedas en Chile central ([Quintana y Aceituno, 2012](#)), lo cual disminuiría las tendencias negativas en los otros set de datos que cubren todo el siglo. Los resultados del CRU y GPCC son muy similares en magnitud y en distribución espacial. Llama la atención la zona de tendencia positiva de precipitaciones en Argentina, Uruguay y el sur de Brasil, entre ~25°S - 35°S y

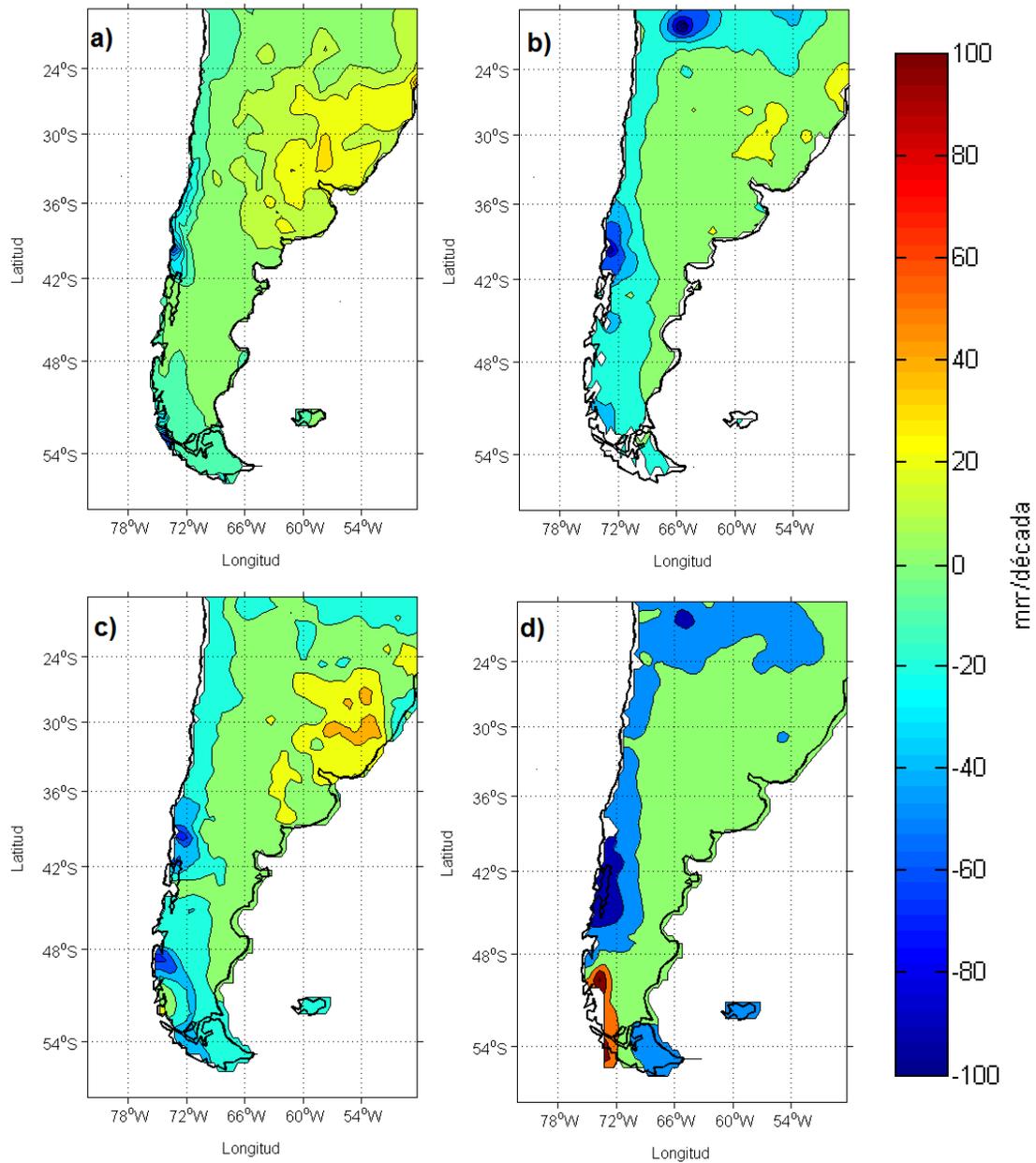


Figura 4.1.1: Tendencias lineales observadas en promedio por década en los set de datos observados de a) CRU, b) Universidad de Delaware, c) GPCP y d) NOAA durante toda la extensión temporal correspondiente a cada producto.

~51°W - 62°W, de entre 20 a 40 mm más por década, que está apenas presente en los datos de la Universidad de Delaware y no presente en los datos de la NOAA. De hecho en esta última, hay una pequeña región de tendencias negativas en la zona mencionada, lo cual haría pensar que la tendencia positiva que se muestra

en los otros set de datos está fuertemente influenciada por la precipitación de principios de siglo.

Se puede observar en la [figura 4.1.2](#) el patrón espacial del primer modo de variabilidad encontrado para los cuatro set de datos utilizados obtenido del análisis de funciones ortogonales empíricas, calculado como la correlación de la primera componente principal y los correspondientes datos observados. Se presenta un patrón espacial de tipo dipolo, ubicándose el centro del polo positivo sobre la costa occidental de Sudamérica en latitudes medias y el polo negativo centrado en latitudes subtropicales, principalmente sobre la parte oriental y central del continente. Estas zonas alcanzan mayores valores de correlación del campo. Un resultado un poco diferente es el obtenido con el set de datos de la NOAA ([figura 4.1.2, d](#)), donde vemos que el polo negativo está bien formado pero no así el polo positivo visto en los otros resultados. Esto puede deberse a la falta de datos durante la primera parte del siglo XX en el set de la NOAA, lo cual produce que éstos tengan una menor extensión temporal con respecto a los demás, haciendo esperable obtener resultados diferentes.

En la [figura 4.1.3](#) podemos ver las componentes principales asociadas al primer modo de variabilidad encontrado para cada caso. Se ve claramente que las componentes principales resultantes de los datos del CRU, Universidad de Delaware y GPCC están en fase y la resultante de los datos de la NOAA sólo tiene un pequeño desfase con respecto a ellas. Se aprecia claramente la variabilidad interdecadal con periodos de alrededor de 15-20 años cuya amplitud varía en el tiempo, asociado a variabilidad de más baja frecuencia, y según la componente del set de datos que estemos analizando. Por ejemplo, la componente de la Universidad de Delaware comienza teniendo las mayores amplitudes entre todas, pero a medida que pasa el tiempo disminuye en general su amplitud y se ve sobrepasada por la del GPCC y el CRU, las cuales se comportan de manera inversa, es decir, van aumentando su amplitud con el tiempo. En todas las componentes es visible que desde el año 2000 aproximadamente el sistema evolucionó hacia una fase positiva del modo de variabilidad, lo cual produciría anomalías de precipitación del mismo signo que los valores de correlación mostrados en el campo del primer modo.

El segundo modo de variabilidad, que se aprecia en la [figura 4.1.4](#), es bastante más difuso en su patrón espacial de correlaciones, mostrando pocas zonas con

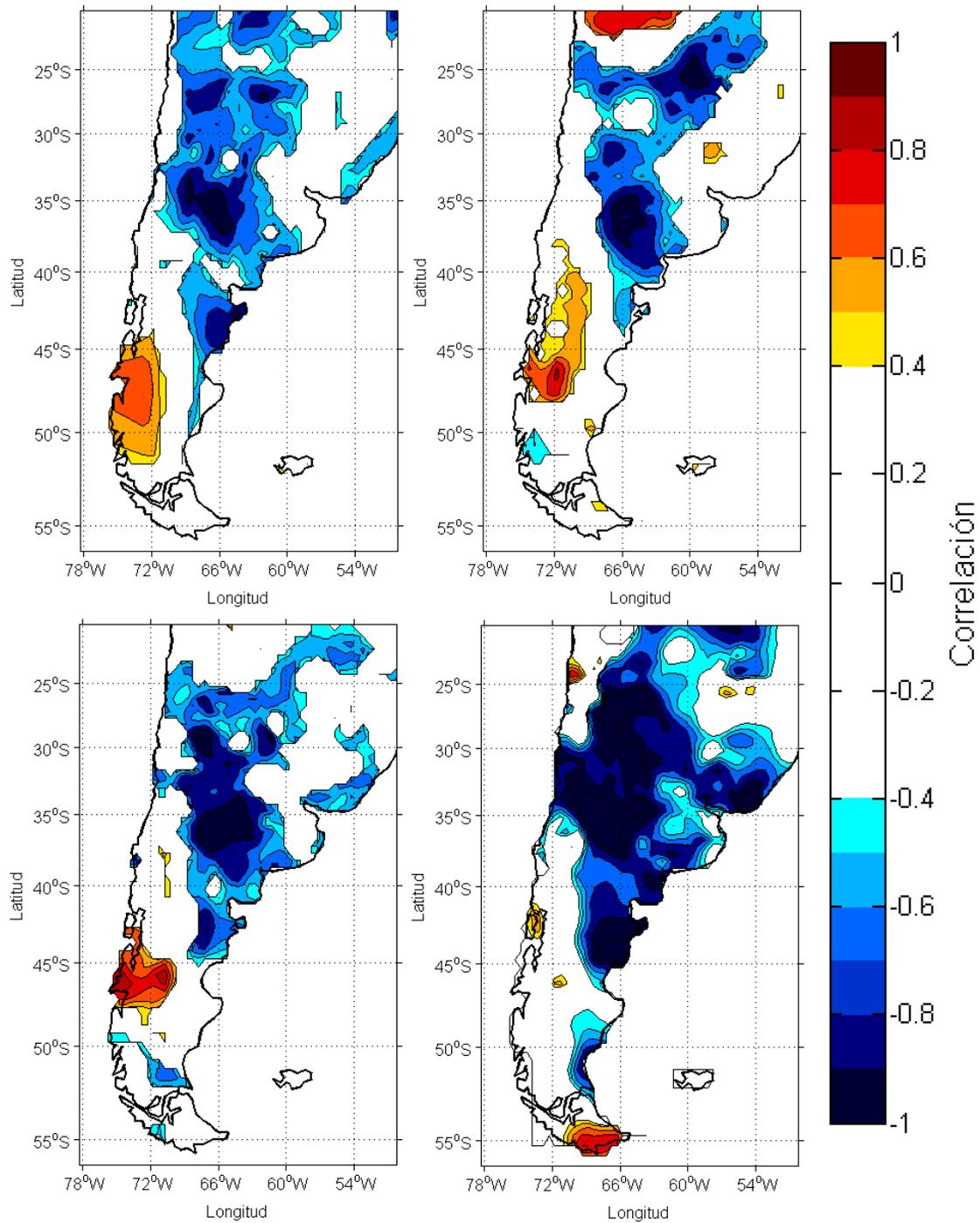


Figura 4.1.2: Patrón espacial (como correlación) del primer modo de variabilidad interdecadal de la precipitación para los datos de a) CRU, b) Universidad de Delaware, c) GPCC y d) NOAA con los respectivos datos observados (derecha). Este modo representa el 22,8 %, 22,0 %, 31,2 % y 30,3 % de la varianza, respectivamente en cada caso. Sólo se muestran los valores de correlación mayores y menores, respectivamente a 0,4 y -0,4.

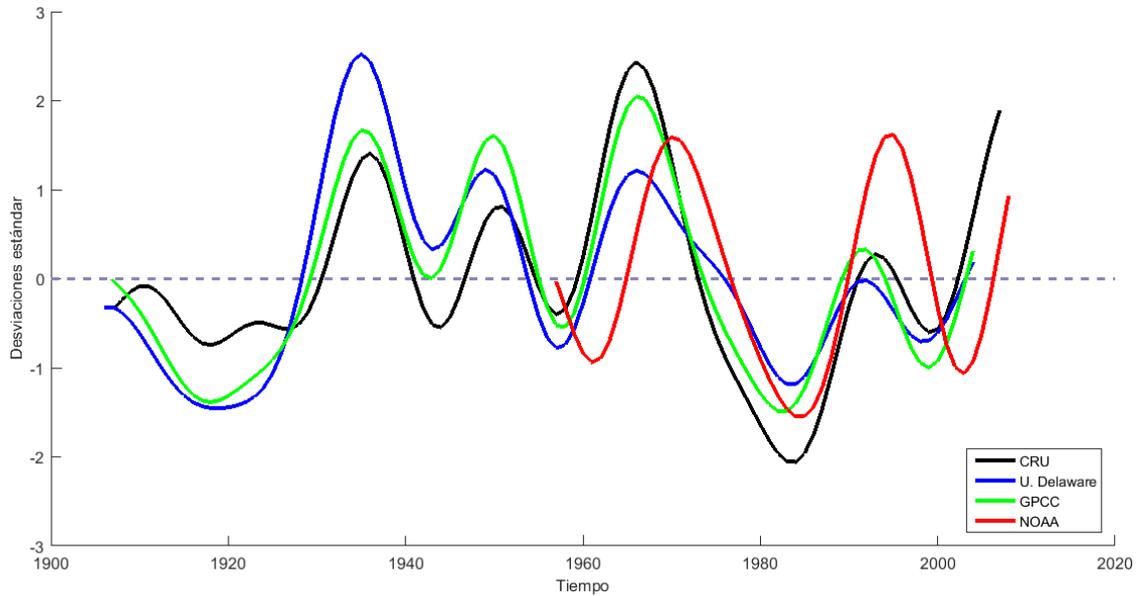


Figura 4.1.3: Componentes principales del primer modo de variabilidad de la precipitación encontrado en el análisis FOE para los 4 set de datos utilizados.

valores de correlación altos y muy variables en cada set de datos. También se presenta, como en el primer modo, un dipolo aunque en este caso el centro del polo positivo varía mucho en su ubicación entre los productos grillados de precipitación. El más extenso es el caso de CRU, donde este polo cubre casi la totalidad de Sudamérica en latitudes medias (entre $\sim 40^{\circ}\text{S}$ - 52°S). En el caso de los datos de la Universidad de Delaware este polo se ubica en general más al norte, en la zona occidental-central del continente, y se extiende un poco hacia latitudes medias en la costa oriental. En el caso del GPCC no se podría decir de hecho que exista un polo positivo bien formado y más sobresaliente, sino que sólo varias zonas de correlaciones altas y positivas dispersas sobre el área de estudio. Para el caso de la NOAA hay dos polos positivos más notables, ambos ubicados en latitudes medias, y el patrón espacial se parece en general al patrón del CRU. En todos los casos el polo negativo se ubica aproximadamente a los $\sim 25^{\circ}\text{S}$ hacia el lado oriental del continente, sobre Brasil.

En la [figura 4.1.5](#) se muestran las componentes principales asociadas al segundo modo de variabilidad. Se aprecia que durante la primera mitad del siglo las componentes principales varían mucho pero siguen estando en fase. La componen-

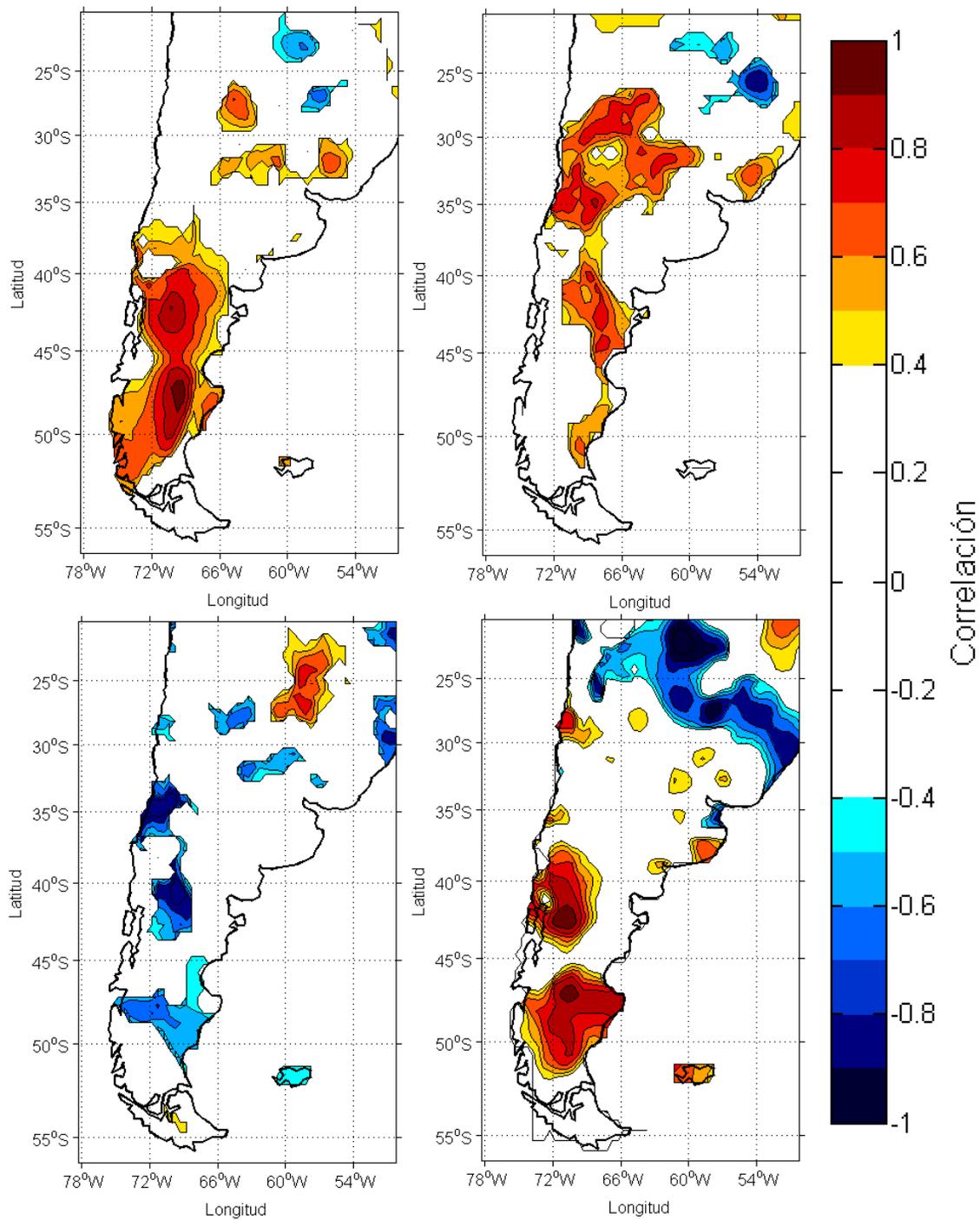


Figura 4.1.4: Patrón espacial (como correlación) del segundo modo de variabilidad interdecadal de la precipitación para los datos de a) CRU, b) Universidad de Delaware, c) GPCP y d) NOAA con los respectivos datos observados (derecha). Este modo representa el 15 %, 17,1 %, 14,8 % y 22,6 % de la varianza, respectivamente en cada caso.

te principal del GPCC por ejemplo muestra variabilidad de menor frecuencia y mayor amplitud en general en este periodo y las componentes del CRU y la Universidad de Delaware tienden a parecerse más, así como también la de la NOAA, aunque sólo desde ~ 1980 en adelante.

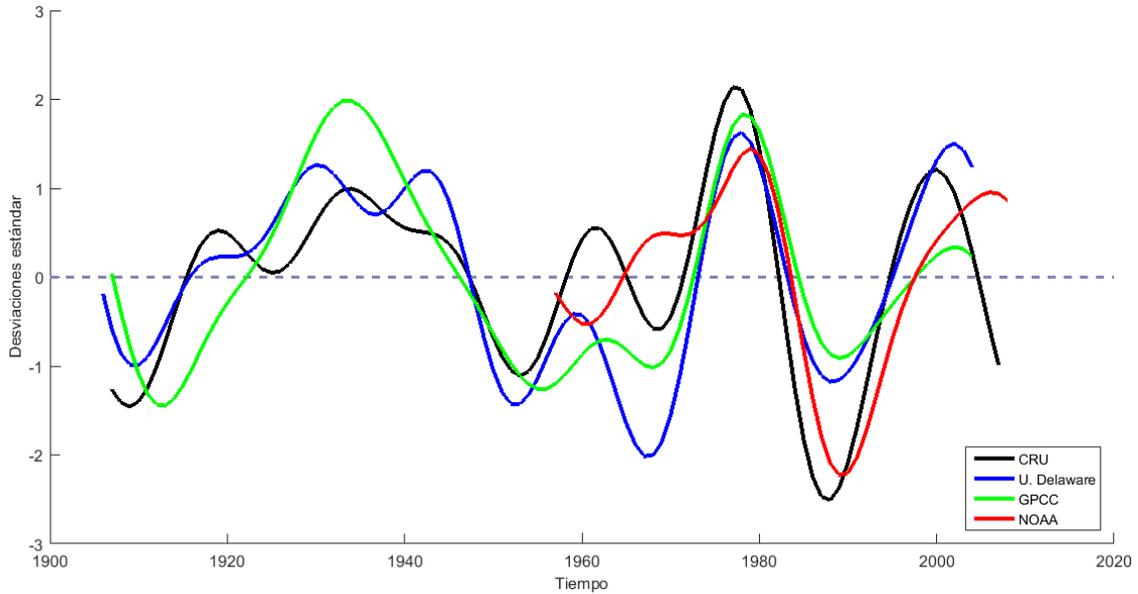


Figura 4.1.5: Componentes principales del segundo modo de variabilidad de la precipitación encontrado en el análisis FOE para los 4 set de datos utilizados.

4.2. Simulaciones

Para el caso de las simulaciones se obtuvieron resultados muy variables, dependiendo del modelo y de su respectiva corrida, así como también del modo de variabilidad analizado.

Para el primer modo, la inspección visual de los resultados mostró que muchos de los modelos lograron reproducir el patrón espacial de dipolo observado, a pesar de la menor resolución espacial que poseen los modelos en comparación con los datos observados. No obstante, muchos de ellos no lo lograron, obteniendo un primer modo muy diferente a lo observado, visualmente hablando. En la [figura 4.2.1](#) se muestran 6 ejemplos de estos resultados: 3 simulaciones que lograron representar de buena manera el primer modo de variabilidad y 3 modelos que no lo lograron.

Los modelos del panel superior de la [figura 4.2.1](#), es decir, los que tuvieron mejor desempeño, logran reproducir el polo positivo al lado occidental del continente en latitudes medias y el polo negativo en latitudes subtropicales, aunque se observan ligeros sesgos en la ubicación de sus centros, además de variaciones en la extensión de estos polos, pero en general se puede decir que el resultado es consistente con las observaciones. En el panel inferior de la [figura 4.2.1](#), los 3 modelos mostrados tienen un peor desempeño y es claro que no logran reproducir el primer modo. De hecho, el patrón representado en estos casos no es un dipolo sino un tripolo en general o una disposición espacial sin forma definida.

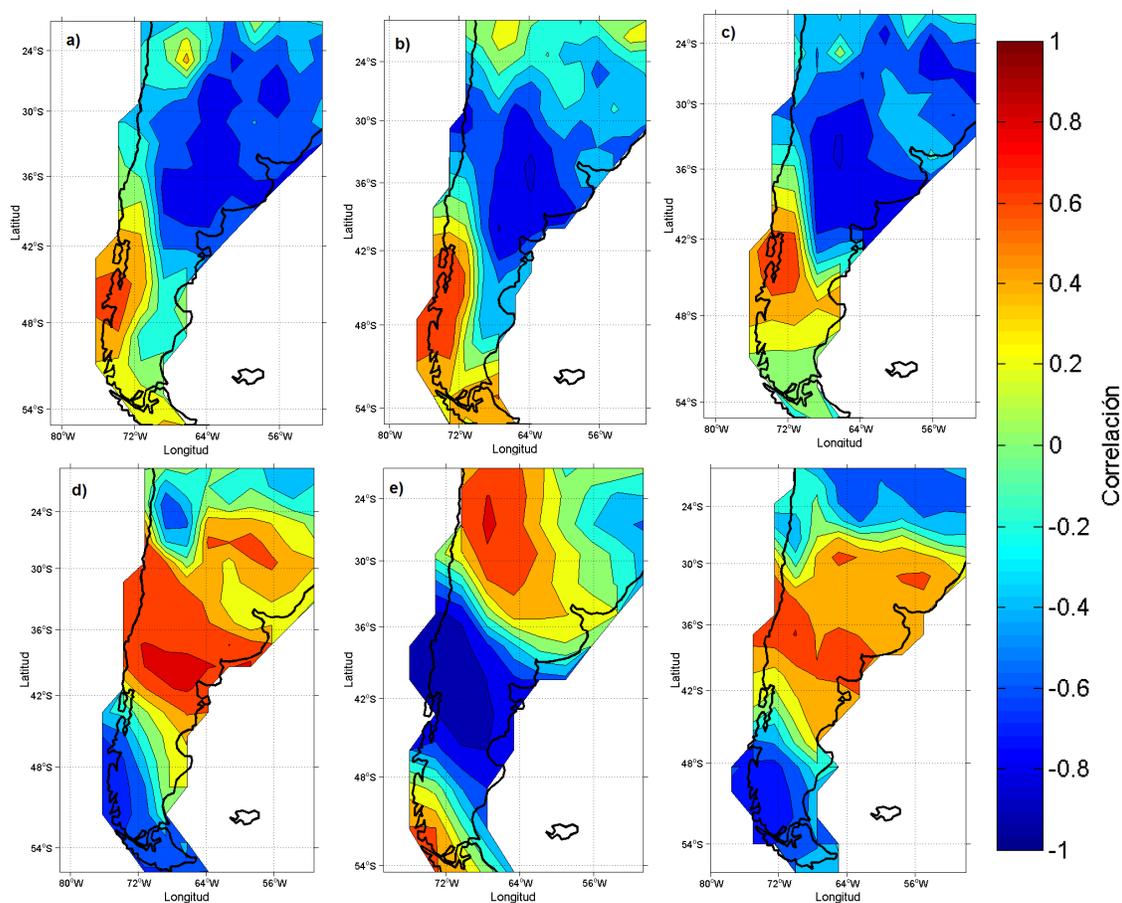


Figura 4.2.1: Selección de patrones espaciales del primer modo de variabilidad encontrado en 6 corridas de modelos de CMIP5. Los modelos que se muestran son a) GISS-E2-R, b) MPI-ESM-MR, c) GISS-E2-R (otra corrida), d) GFDL-ESM2G, e) FIO-ESM, y f) Nor-ESM1-M. Los porcentajes de varianza correspondientes a cada modo son, respectivamente, 21,6 %, 20,3 %, 22,2 %, 26,6 %, 28,3 % y 22,4 %.

La selección de estos modelos fue hecha a partir de un análisis cuantitativo, comparando el campo observado y simulado del modo correspondiente. Los campos observados fueron interpolados a la resolución y mismos puntos de grilla que el campo simulado (variable para cada modelo) para así llevar a cabo una comparación punto a punto mediante los estadísticos de correlación espacial y RECM. En la figura 4.2.2 se puede ver un diagrama de dispersión que compara los valores de estos dos estadísticos para cada una de las 175 simulaciones utilizadas con respecto a los datos observados del CRU. Similarmente, en las figuras 4.2.3 y 4.2.2 los puntos marcados en color rojo representan los modelos escogidos y mostrados en la figura 4.2.1. Claramente, los modelos del panel superior de la figura 4.2.1, es decir, los que tienen un mejor desempeño y logran simular el patrón espacial del primer modo de variabilidad, son los que se ubican en la parte superior izquierda de la figura 4.2.2, con valores bajos de RECM y altos y positivos de correlación espacial. Los modelos del panel inferior de la figura 4.2.1, es decir, los que no simulan de buena manera, se ubican en la parte inferior derecha de la figura 4.2.2, con valores altos de RECM y bajos y negativos de correlación espacial.

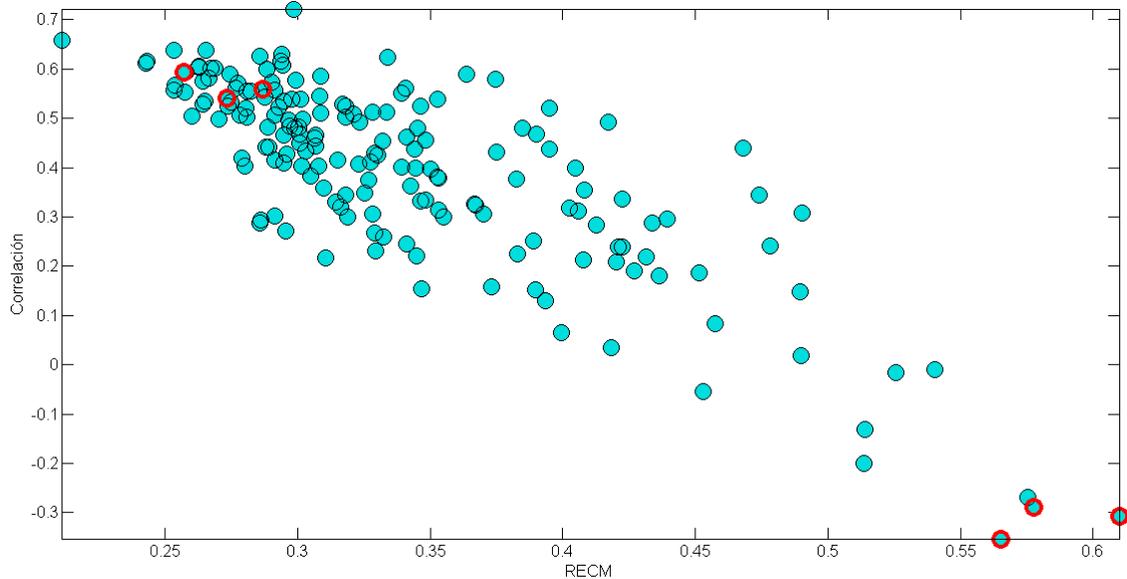


Figura 4.2.2: Diagrama de dispersión de los valores de correlación espacial y RECM obtenidos de la comparación de los patrones espaciales del primer modo de variabilidad observado del CRU y los simulados. Los círculos rojos muestran los estadísticos de las simulaciones seleccionadas y mostradas en la figura 4.2.1.

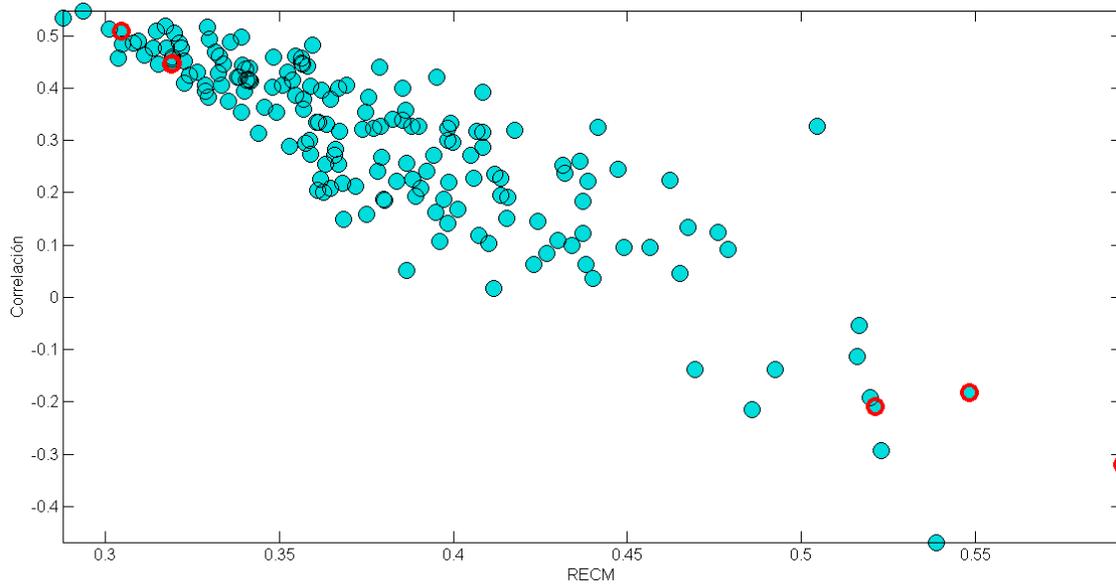


Figura 4.2.3: Diagrama de dispersión de los valores de correlación espacial y RECM obtenidos de la comparación de los patrones espaciales del primer modo de variabilidad observado de la Universidad de Delaware y los simulados. Los círculos rojos muestran los estadísticos de las simulaciones seleccionadas y mostradas en la figura [figura 4.2.1](#).

Se comparó también la posición de los polos del primer modo de variabilidad en los resultados de las simulaciones con los 3 set de datos que mostraban bien el patrón de dipolo en Sudamérica, es decir, los datos del CRU, Universidad de Delaware y GPCC, para cuantificar el error de los modelos en ubicar estos polos. Los polos positivos y negativos fueron analizados por separado y su Ubicación fue definida como el punto máximo y mínimo, respectivamente, del campo del patrón espacial de correlaciones. En todos los casos, este valor mínimo o máximo se encontraba en la zona de su polo correspondiente, lo cual se verificó mediante una inspección visual de los resultados. El error de los modelos fue cuantificado mediante el cálculo de la distancia media, en términos de grados de latitud y longitud, entre las posiciones de estos mínimos y máximos en los resultados de los tres set de datos observados utilizados en este caso con los resultados de todas las simulaciones.

En la [figura 4.2.5](#) se puede ver la variación de la posición del máximo y del mínimo en los modelos con respecto al patrón resultante de los datos del CRU,

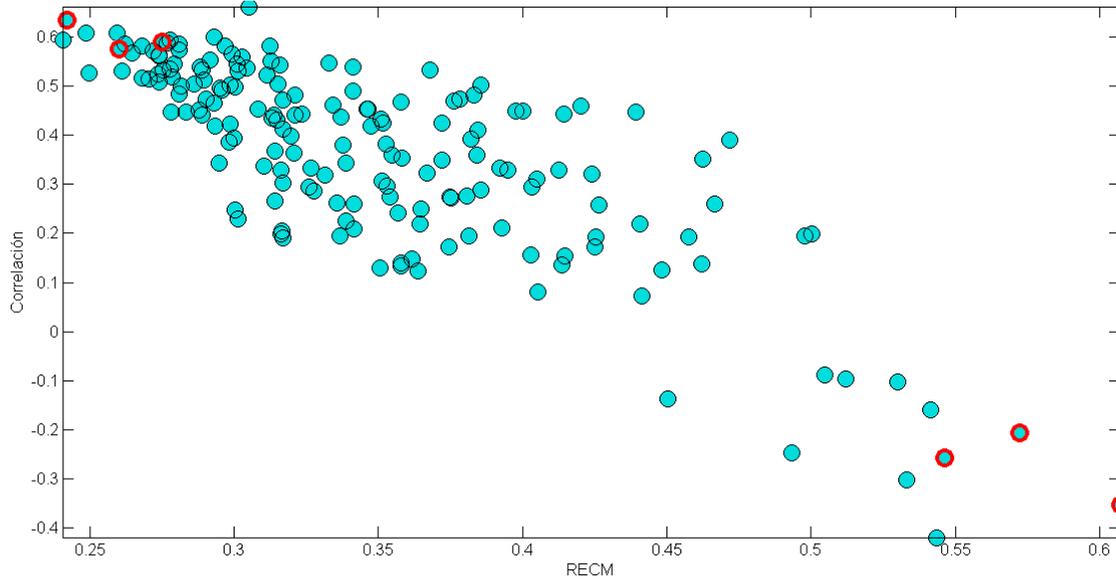


Figura 4.2.4: Diagrama de dispersión de los valores de correlación espacial y RECM obtenidos de la comparación de los patrones espaciales del primer modo de variabilidad observado del GPCC y los simulados. Los círculos rojos muestran los estadísticos de las simulaciones seleccionadas y mostradas en la figura 4.2.1.

con sus respectivos valores de correlación espacial en colores. Del mismo modo en la figura 4.2.6 y figura 4.2.7 se puede ver la misma comparación pero con respecto a los resultados con los datos de la Universidad de Delaware y el GPCC, respectivamente. Se aprecia en las figuras mencionadas, pero más claramente en la tabla 4.2.1, que la mayoría de los modelos ubica el polo positivo dentro de un radio de error de 10 grados de latitud/longitud (alrededor del 85%) mientras que la ubicación del máximo del polo negativo tiene mucha más dispersión en los resultados, siendo el caso de la Universidad de Delaware el que presenta menor cantidad de modelos con el polo negativo dentro del rango mencionado. Como es de esperarse, la mayoría de los modelos que ubican mejor los polos tienen valores de correlación espacial altos y positivos y viceversa (colores de los puntos en las figuras 4.2.5, 4.2.6 y 4.2.7).

Ahora, si se consideran los modelos que ubican bien los polos en un rango de error de 5 grados de latitud/longitud, claramente son menos los modelos que logran un buen desempeño. Como se ve en la tabla 4.2.1, los porcentajes del CRU son más altos que los demás y los de la Universidad de Delaware son los menores.

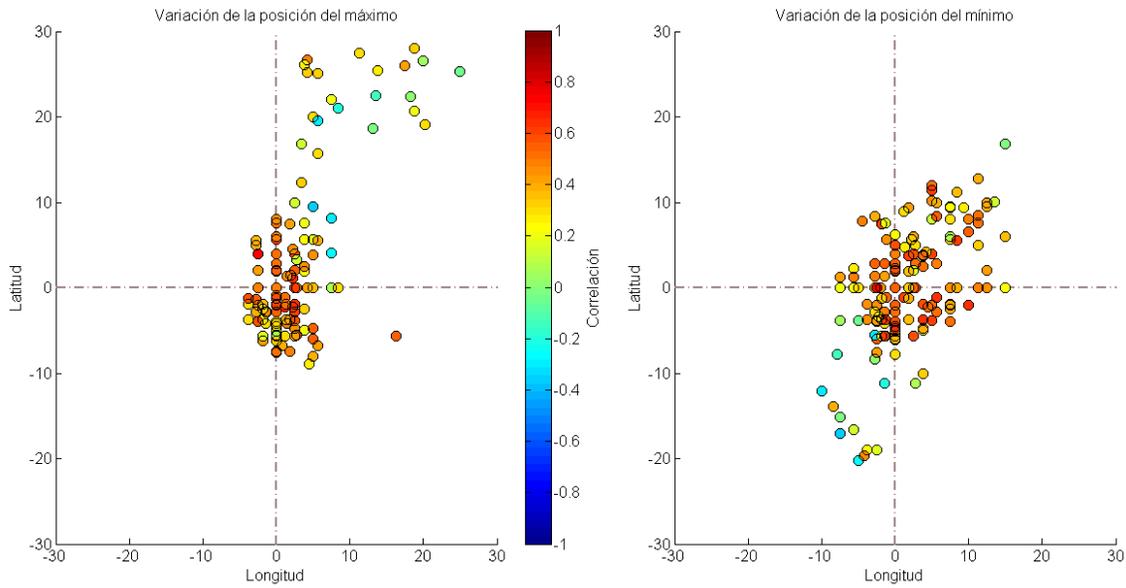


Figura 4.2.5: Diagrama de dispersión del error en latitud/longitud de los modelos en ubicar los puntos máximos y mínimos (polo positivo y negativo, respectivamente) en el patrón espacial del primer modo de variabilidad con respecto a este mismo patrón pero resultante del análisis con los datos del CRU. En colores se muestra la correlación espacial, también mostrada en la [figura 4.2.2](#).

	CRU	U. Delaware	GPCC
Variación de la posición del máximo	85 % 58 %	83 % 42 %	85 % 52 %
Variación de la posición del mínimo	75 % 35 %	55 % 28 %	75 % 35 %

Tabla 4.2.1: Porcentajes de la cantidad de modelo que tienen un error menor o igual a 10 (en negro) o 5 (valores en rojo) grados de latitud/longitud en establecer la ubicación de los puntos máximos y mínimos en su respectivo patrón espacial de correlaciones correspondiente al primer modo de variabilidad encontrado, comparado con cada uno de esos patrones resultantes del análisis con los datos observados.

Por ende, los modelos en general entregan resultados más parecidos a los resultados del CRU que de la Universidad de Delaware. Tal como en el caso anterior, es decir, cuando se considera 10 grados de latitud/longitud de error, los modelos

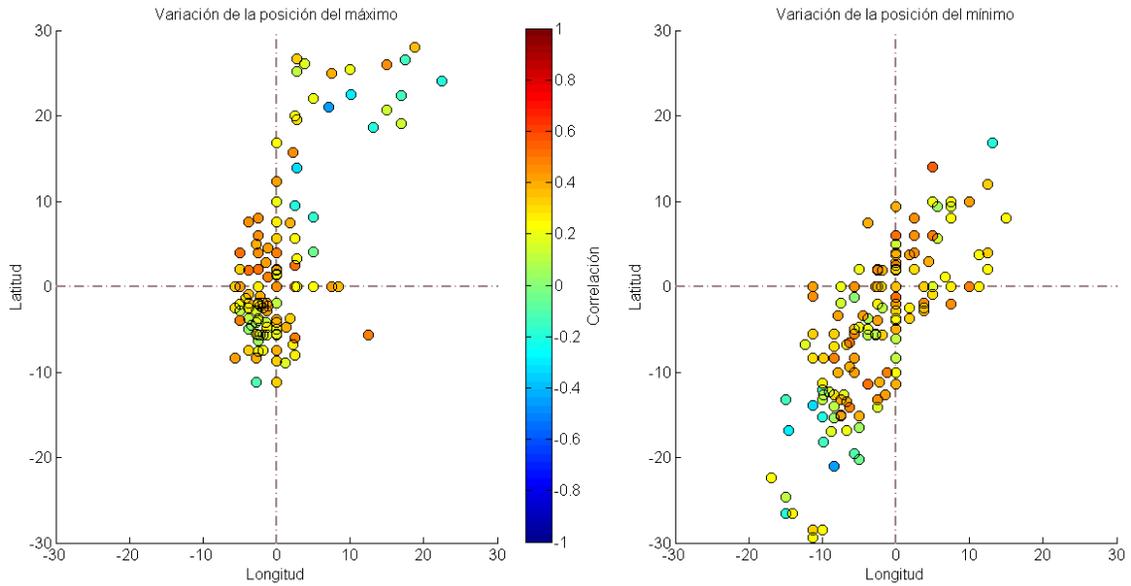


Figura 4.2.6: Diagrama de dispersión del error en latitud/longitud de los modelos en ubicar los puntos máximos y mínimos (polo positivo y negativo, respectivamente) en el patrón espacial del primer modo de variabilidad con respecto a este mismo patrón pero resultante del análisis con los datos de la Universidad de Delaware. En colores se muestra la correlación espacial, también mostrada en la [figura 4.2.3](#).

ubicar mejor en general el polo positivo que el negativo. Como se vio en todos los casos, el polo negativo es mucho más extenso, espacialmente hablando, que el positivo, lo cual podría explicar la mayor dispersión en la ubicación del punto mínimo del polo en los diferentes modelos, provocando que los resultados de la comparación entre los datos observados y simulados entreguen porcentajes menores de modelos que ubican bien el polo negativo.

Usando los resultados anteriores, se define un umbral para evaluar si un modelo reproduce o no el dipolo obtenido en los datos observados, definiéndolo como un error máximo de la ubicación de ambos polos, positivo y negativo, de 5 grados de latitud/longitud. Por lo tanto, los porcentajes de modelos que logran reproducir el primer modo de variabilidad de la precipitación y el patrón de dipolo asociado a este modo son 26 %, 14 % y 25 % para el caso del CRU, Universidad de Delaware y GPCC, respectivamente.

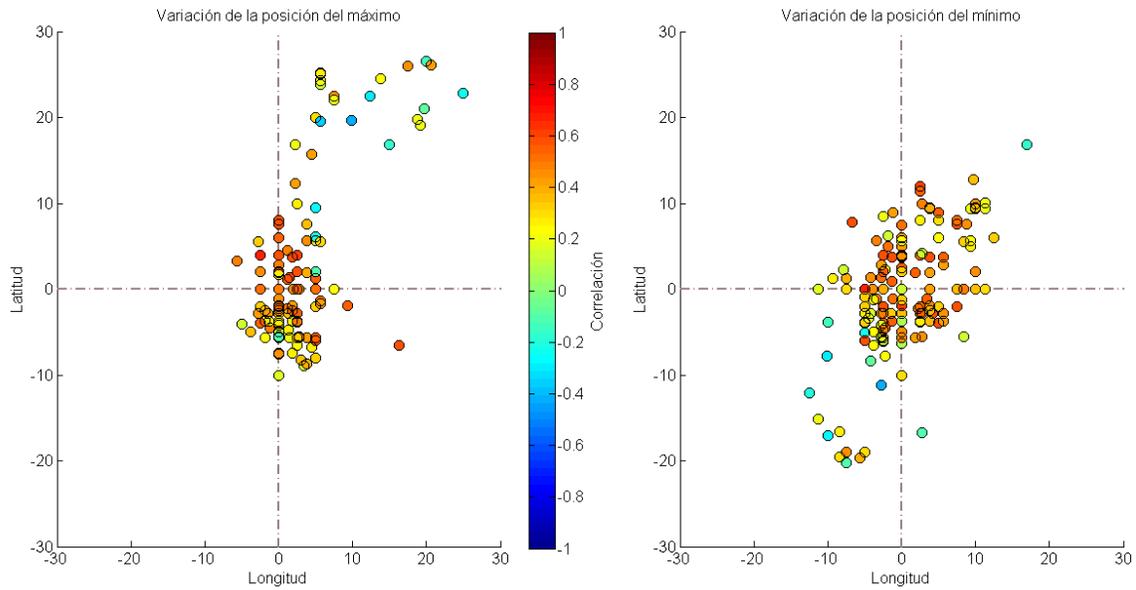


Figura 4.2.7: Diagrama de dispersión del error en latitud/longitud de los modelos en ubicar los puntos máximos y mínimos (polo positivo y negativo, respectivamente) en el patrón espacial del primer modo de variabilidad con respecto a este mismo patrón pero resultante del análisis con los datos del GPCC. En colores se muestra la correlación espacial, también mostrada en la [figura 4.2.4](#).

No se realiza un análisis similar al anterior utilizando el segundo modo de variabilidad observado, ya que éste no tiene un patrón espacial tan definido como el primero y los resultados de los datos observados difieren bastante más unos de otros, comparado con el primer modo, como se ve en la [figura 4.1.4](#).

4.3. Relación con otros índices

Se calculó la correlación entre las componentes principales observadas del primer modo (menos la de la NOAA, por su menor longitud temporal) con un índice de la Oscilación interdecadal del Pacífico (OIP) para ver la influencia y relación de este fenómeno interdecadal con la variabilidad encontrada en la precipitación en la zona escogida. Como se indica en la [tabla 3.3](#), el índice utilizado en este caso es el índice ITP-OIP, desarrollado por [Henley et al. \(2015\)](#).

En el cálculo de los valores de correlación entre las componentes principales del primer modo y ambos índices de la OIP se encontró que éstos son bastante bajos y no significativos (considerando un nivel de confianza del 90 %). Como vemos en la [tabla 4.3.1](#) los valores son del orden de 0.1 - 0.3 en sus valores absolutos, por lo que se podría decir que no hay relación entre la OIP y el modo de precipitación interdecadal encontrado, por lo menos en términos “simultáneos”. Sin embargo, al agregar desfase temporal entre estas series se encontró que la correlación aumenta considerablemente como se ve en la [tabla 4.3.2](#). Las correlaciones se vuelven significativas al 90 % de confianza considerando un desfase de entre 7-9 años, retrasando la OIP con respecto a la precipitación, dependiendo de la componente principal analizada, adelantando la componente principal de la precipitación por sobre el índice de la OIP. Por ello, se podría pensar que la variabilidad de la TSM del Pacífico a escalas de tiempo interdecadales sí podría estar relacionada con la variabilidad de la precipitación en Sudamérica a escalas de tiempo interdecadales.

Producto de TSM	CRU	U. Delaware	GPCC
ERSST	-0.33	-0.14	-0.24
HadISST	-0.35	-0.18	-0.34

Tabla 4.3.1: Valores de correlación sin desfase entre la primera componente principal encontrada en el análisis de datos observados y los índices de la OIP.

Producto de TSM	CRU	U. Delaware	GPCC
ERSST	-0.45	-0.31	- 0.44
HadISST	-0.53	-0.53	-0.65
Desfase	7 años	9 años	7 años

Tabla 4.3.2: Valores de correlación entre la primera componente principal encontrada en el análisis de datos observados y los índices de la OIP, considerando el desfase para la máxima correlación. Los valores en rojo son estadísticamente significativos al 90 %.

Capítulo 5

Discusión

5.1. Precipitación anual y la OIP/ODP

Como se ha mencionado anteriormente, otros autores han relacionado la precipitación en Sudamérica y su variabilidad a largo plazo con la variabilidad de la TSM en el Pacífico, entendida como la Oscilación (Inter)Decadal del Pacífico (ODP, OIP). En [Garreaud et al. \(2009\)](#), por ejemplo, se reproduce un mapa que muestra la regresión de la precipitación anual en Sudamérica a partir del índice de la ODP ([figura 5.1.1](#)). Se puede apreciar que la ODP tendría mayor influencia en la zona tropical del continente, correlacionándose negativamente, en general, con la precipitación en tal zona. Sin embargo, la precipitación explicada por los cambios de la ODP no es tan considerable ya que la precipitación caída en tales sectores es muy abundante. En la zona subtropical-extratropical la influencia de la ODP parece ser menor, mostrándose sólo algunas zonas con una débil correlación positiva de la ODP con la precipitación anual. En Chile, por ejemplo, se aprecia una zona entre $\sim 30^\circ$ - 40° S (Chile central) cuya variabilidad de la precipitación podría ser explicada, en parte, por la variabilidad de la ODP. Se puede ver una relación parecida de la Oscilación con la precipitación en algunas zonas de Brasil y Uruguay. Sin duda existen otros factores que llegan a afectar la variabilidad a largo plazo de la precipitación anual en Sudamérica, otros forzantes y procesos físicos, aún desconocidos.

Se puede hacer el mismo análisis sólo para la zona extratropical, como se ha seleccionado en este trabajo. Se utiliza el índice de la OIP desarrollado a partir

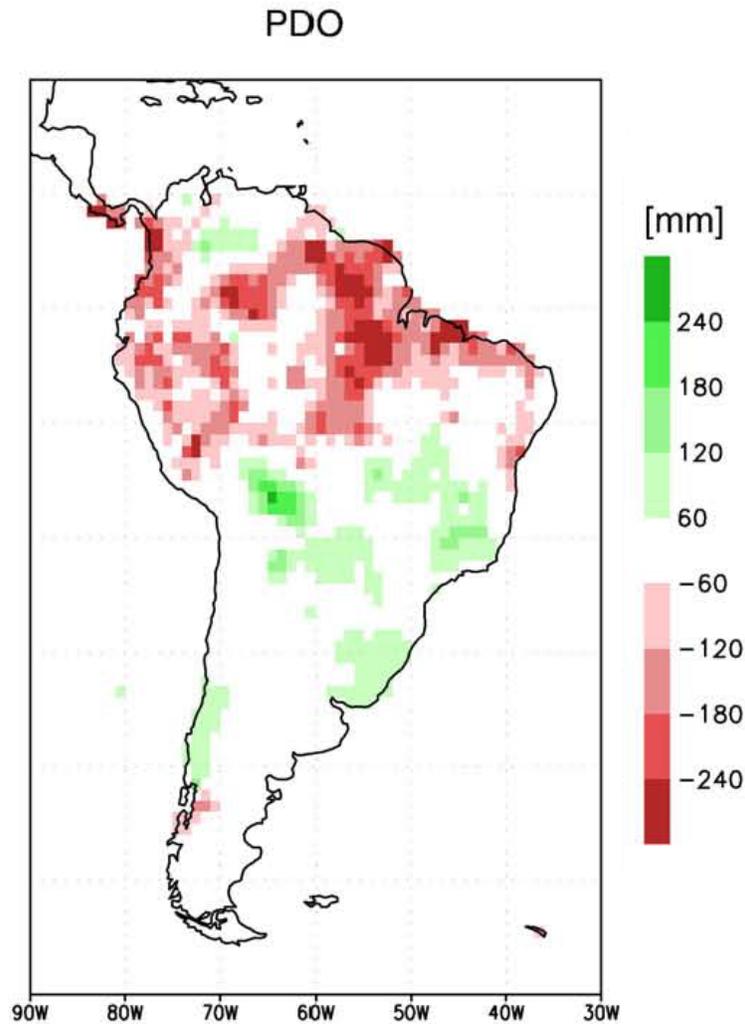


Figura 5.1.1: Mapa de regresión de la precipitación anual con del índice de la ODP a partir de datos de precipitación grillados de la Universidad de Delaware (adaptado de [Garreaud et al. \(2009\)](#)).

de los datos de TSM HadISST utilizado anteriormente y los 3 set de datos de precipitación de mayor extensión temporal utilizados (CRU, Universidad de Delaware y GPCC). Se utiliza la precipitación anual en todo el periodo que cubren los datos, para calcular su correlación espacial y hacer mapas de regresión de esta variable meteorológica. Ya que la OIP incluye la variabilidad en el Pacífico Sur, puede esperarse que en los resultados se vea mayor influencia de esta oscilación que de la ODP. Se calcula la correlación para la misma zona de estudio con 0, 3, 6 y 9 años de desfase, retrasando la precipitación con respecto a la OIP.

En la [figura 5.1.2](#) se observan los resultados del mapa de regresión de la precipitación sobre la IPO sin desfase para los 3 set de datos. Como es visible, los 3 mapas son muy similares, teniendo sólo pequeñas diferencias unos con otros. Hay una llamativa zona positiva de precipitación explicada por la IPO en Chile central, lo cual significaría que en los periodos cálidos (fríos) de la OIP la precipitación anual en Chile central tendería a ser mayor (menor) que el promedio. También sobre Brasil se observan zonas positivas con valores similares o ligeramente menores que en la zona anteriormente mencionada. En la región más austral del continente existen pequeñas zonas negativas en el caso de la Universidad de Delaware y GPCC pero de valores bastante bajos, por lo que podemos esperar que la OIP tenga menos, o no tenga, influencia sobre la precipitación anual. Estos resultados son, en general, concordantes con los obtenidos por [Garreaud et al. \(2009\)](#), por lo menos espacialmente, ya que los valores de precipitación explicada varían un poco (son ligeramente mayores en los resultados presentes en este estudio). En este caso, no es visible el dipolo encontrado en el primer modo de variabilidad a partir del análisis FOE encontrado en el presente trabajo.

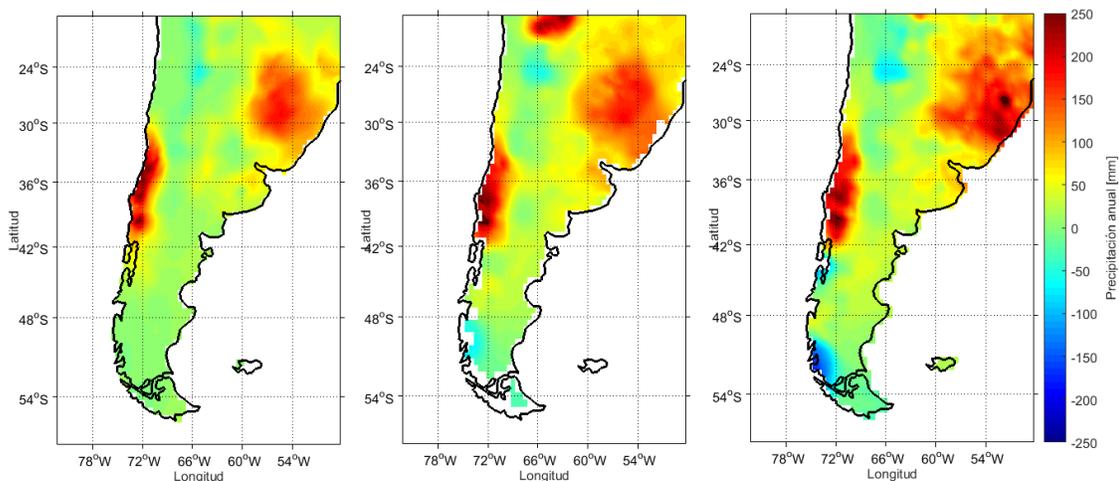


Figura 5.1.2: Mapas de regresión de la precipitación anual a partir del índice tripolo de la OIP con la precipitación anual de los 3 set de datos utilizados: CRU (izquierda), Universidad de Delaware (centro) y GPCC (derecha), sin considerar desfase temporal.

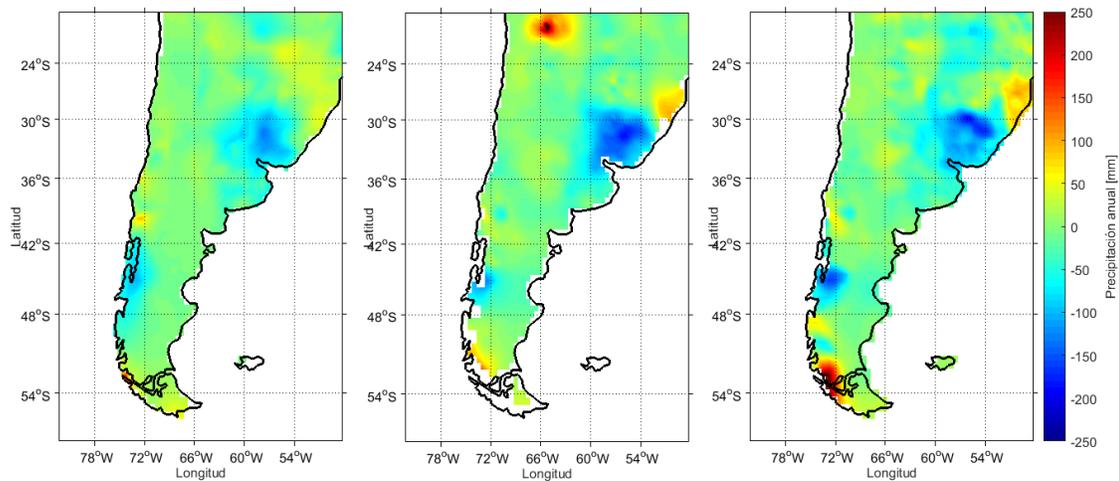


Figura 5.1.3: Mapas de regresión de la precipitación anual a partir del índice tripolo de la OIP con la precipitación anual de los 3 set de datos utilizados: CRU (izquierda), Universidad de Delaware (centro) y GPCC (derecha), considerando un desfase temporal de 3 años.

En la [figura 5.1.3](#) se observan los mapas de regresión con un desfase de 3 años. En este caso, los valores de precipitación son más bajos, en sus valores absolutos, que en el caso anterior, en general con valores alrededor de 0 y algunas reducidas zonas negativas, con valores mayores sobre Uruguay y latitudes medias. En el caso del la Universidad de Delaware, aparece una zona altamente positiva sobre Bolivia que no es visible en los otros set de datos y en el caso del GPCC hay una zona altamente positiva también en el extremo sur del continente que tampoco aparece en los otros resultados. La llamativa zona positiva en Chile central visto en los mapas de la [figura 5.1.2](#) desaparece completamente en este caso. A esta cantidad de años de desfase la OIP pareciera no tener ninguna influencia en la precipitación de Sudamérica extratropical.

En el caso de los mapas de regresión con desfase de 6 años, visibles en la [figura 5.1.4](#), los resultados muestran principalmente valores muy pequeños cercanos a cero. En los tres casos, aparecen zonas de valores ligeramente negativos sobre Brasil y Bolivia y una pequeña zona negativa en Chile en latitudes medias, de valores reducidos también. La zona positiva sobre Bolivia en el set de datos de la Universidad de Delaware vuelve a aparecer en este caso y sigue sin ver vista en los otros set de datos. El mapa del GPCC muestra más diferencias esta vez,

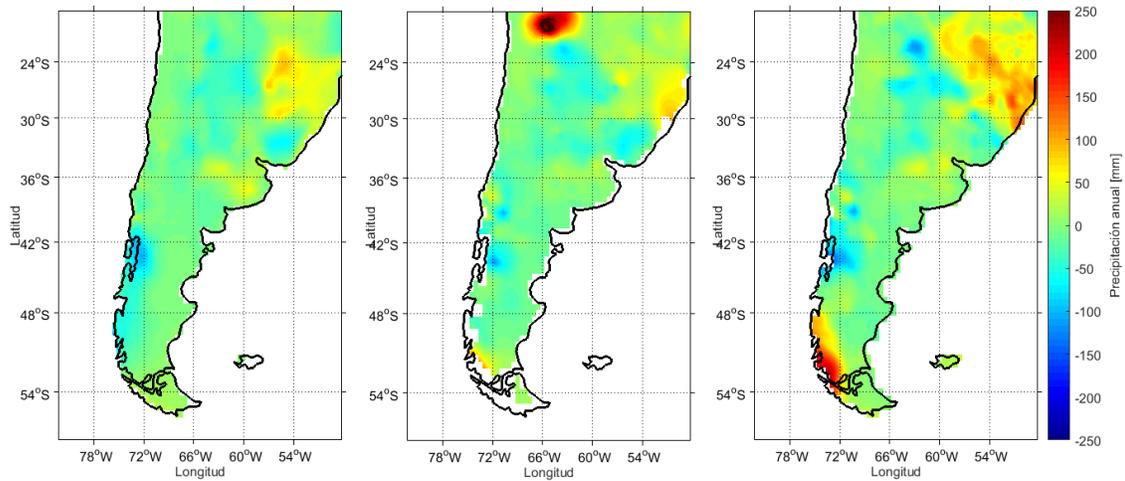


Figura 5.1.4: Mapas de regresión de la precipitación anual a partir del índice tripolo de la OIP con la precipitación anual de los 3 set de datos utilizados: CRU (izquierda), Universidad de Delaware (centro) y GPCC (derecha), considerando un desfase temporal de 6 añosl.

siendo las más notorias la zona positiva que aparece sobre Brasil y en extremo sur del continente. Debido a los bajos valores que muestra el mapa en general, se puede decir que la OIP tampoco posee influencia a este nivel de desfase sobre la precipitación.

Para el caso del desfase de 9 años, mostrado en la [figura 5.1.5](#) los resultados son similares a los dos casos anteriores, mostrando en general valores cercanos a cero, aunque hay ligeras diferencias con los caso anteriores. La zona positiva sobre Bolivia nuevamente aparece en el set de datos de la Universidad de Delaware y también la zona positiva en el extremo sur del continente en el set de datos del GPCC. Sin embargo, la zona positiva sobre Brasil vista en este último set de datos en la [figura 5.1.4](#) ya no es visible. Sólo existen zonas negativas en sobre Brasil en los tres casos. Ya que los valores son general cercanos a cero en el mapa, se concluye que la OIP tiene baja o nula influencia en la precipitación considerando un desfase de 9 años. Cabe destacar que en ninguno de los casos con desfase fue posible apreciar el dipolo encontrado en en análisis FOE.

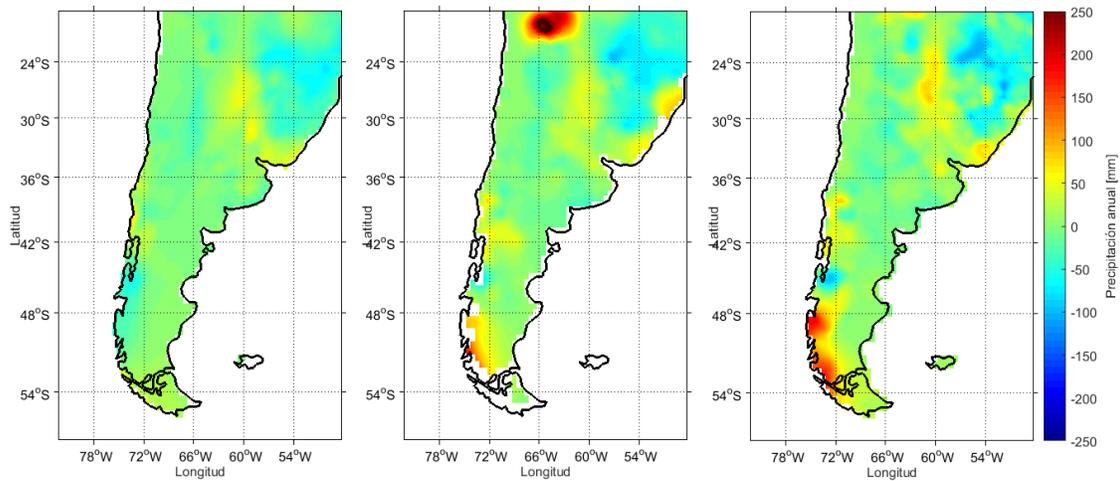


Figura 5.1.5: Mapas de regresión de la precipitación anual a partir del índice tripolo de la OIP con la precipitación anual de los 3 set de datos utilizados: CRU (izquierda), Universidad de Delaware (centro) y GPCC (derecha), considerando un desfase temporal de 9 años.

5.2. Simulaciones

Como se mencionó en la [sección 3.1](#), se utilizaron 175 simulaciones históricas de 45 modelos del CMIP5. En el caso de algunos modelos, se tenía disponible sólo una simulación, mientras que en otros se disponía de, por ejemplo, más de 10. Todas ellas en conjunto conforman lo que es llamado comúnmente como un “ensemble”. Cada una de ellas muestra un resultado distinto, pero ¿qué hace a cada una de estas simulaciones diferente una de la otra? Existen tres elementos que diferencian las simulaciones: las condiciones iniciales, el método de inicialización y las perturbaciones físicas.

Las condiciones iniciales se refieren al estado base de las condiciones océano-atmosféricas desde las cuales se comienza una simulación, como se podría esperar intuitivamente. Las diferentes condiciones iniciales en las simulaciones históricas se producen cuando éstas comienzan desde diferentes momentos de una corrida de control, siendo todas estas condiciones igualmente realistas y claro, los resultados dependerán de esas condiciones en particular. En cuanto a la inicialización, se entiende por ésta el proceso de asimilación de datos observacionales de distintas variables meteorológicas para generar condiciones iniciales más realistas y la de-

terminación de los parámetros físicos que se van a utilizar en la simulación. Los modelos utilizados para hacer pronósticos, por ejemplo, que dependen de las condiciones iniciales pueden ser inicializados utilizando diferentes métodos, lo cual afectará los resultados finales de la simulación (por ejemplo, si la asimilación de datos es completa o no). Por otro lado, también hay muchas simulaciones que sólo se diferencian en el establecimiento de diferentes perturbaciones físicas, es decir, los valores definidos para los diferentes parámetros físicos asociados al modelo que describen el comportamiento de diferentes variables o procesos físicos del sistema atmósfera-océano. Por todo esto, un experimento o simulación en particular tendrá asociado unas condiciones iniciales, métodos y tiempos de inicialización y perturbaciones físicas únicas y específicas que la diferencien de sus pares.

Ahora, ¿la variación de cuál de estos parámetros produce más diferencias en los resultados? ¿A cuál de estos elementos es más sensible la simulación en su desarrollo y resultado final? Para averiguar esto, en este caso, se analiza el modelo GISS-E2-R del cual se posee la mayor cantidad de corridas (25 en total) y se compara las diferencias y similitudes en los resultados del análisis FOE hecho previamente con estas corridas en particular. Además, se eligió este modelo ya que algunos de sus resultados mostraron un muy buen desempeño en la reproducción del dipolo del primer modo de variabilidad, en cuanto a sus valores de correlación y RECM y a la posición de los máximos y mínimos en el mapa. En todas las corridas disponibles para este modelo se utilizó el mismo método de inicialización y 3 tipos de perturbaciones físicas, para cada una de las cuales había un número diferente de corridas, cada una con sus propias condiciones iniciales. Las estadísticas del RECM para todas las simulaciones de este modelo son mostradas en la [tabla 5.2.1](#).

	CRU	U. Delaware	GPCC
\overline{RECM}	0,29	0,34	0,29
s	0,030	0,029	0,030

Tabla 5.2.1: Tabla resumen de los resultados de los valores promedio de RECM (\overline{RECM}) y su respectiva desviación estándar (s) obtenidos a partir de la comparación de los mapas del primer modo de variabilidad de los datos observados y todas las simulaciones del modelo GISS-E2-R.

En la [tabla 5.2.2](#) y la [tabla 5.2.3](#) se puede ver un resumen de los resultados, en términos del valor promedio de RECM y su respectiva desviación estándar para cada grupo de modelos que comparten un mismo tipo de perturbación física p y para cada grupo de modelos que comparten las mismas condiciones iniciales r , respectivamente, obtenidos del análisis de comparación de los mapas del primer modo observado y las simulaciones del modelo mencionado. A partir de este análisis se encontró que los grupos de modelos que comparten una misma perturbación física (los mismos valores de los parámetros físicos de los modelos, pero que pueden tener diferentes condiciones iniciales y/o métodos de inicialización) mostraron tener una dispersión ligeramente mayor en sus valores de RECM (desviación estándar en promedio de los 3 grupos de la [tabla 5.2.2](#) $s = 0,028$), con respecto a los valores de dispersión obtenidos al agrupar los modelos con condiciones iniciales iguales (desviación estándar en promedio de los 6 grupos de la [tabla 5.2.3](#) $s = 0,025$). En general la perturbación física tipo 1 de este modelo mostró buenos resultados independiente de las condiciones iniciales, comparado con las otras perturbaciones físicas. Como promedio de la comparación de los 3 set de datos observados, la corrida mejor comportada para este modelo se obtuvo con las condiciones iniciales tipo 4 y la perturbación física tipo 1 ($RECM = 0,29$). Por ello, se puede decir que las condiciones iniciales juegan un gran papel muy importante en el desarrollo y resultados de la simulación, tanto como los tipos de perturbaciones físicas escogidas para la simulación. Por lo tanto, la selección de los parámetros físicos indicados y más realistas, en conjunto con las condiciones iniciales más correctas, es indispensable para obtener simulaciones con resultados confiables y que permitan hacer análisis más certeros.

Además de estos rasgos propios de las simulaciones, hay muchos aspectos que podrían ser mejorables de los datos y métodos utilizados en este trabajo en términos de la mejora de los resultados obtenidos en las comparaciones realizadas de datos observados y datos simulados. Por ejemplo, los datos observados tienen una resolución muy fina (de medio grado de latitud y longitud) mientras que los modelos tienen resoluciones mucho más gruesas. La más fina de todas ellas es alrededor de un grado de latitud y longitud y las más gruesas se acercan a los tres grados de latitud-longitud. Es por ello que, por ejemplo, para el caso del cálculo del error de la posición de los máximos y mínimos, algunos modelos pueden tener un error muy grande en términos de grados de latitud/longitud pero un menor error en

Tipo de perturbación	CRU		U. Delaware		GPCC	
	\overline{RECM}	s	\overline{RECM}	s	\overline{RECM}	s
p1	0,27	0,01	0,33	0,03	0,27	0,02
p2	0,32	0,03	0,34	0,03	0,30	0,03
p3	0,29	0,02	0,35	0,02	0,29	0,02

Tabla 5.2.2: Tabla resumen de los resultados de los valores promedio de RECM (\overline{RECM}) y su respectiva desviación estándar (s) obtenidos a partir de la comparación de los mapas del primer modo de variabilidad de los datos observados y las simulaciones del modelo GISS-E2-R, agrupando las simulaciones de este último por la igualdad de sus perturbaciones físicas (p).

Tipo de condición inicial	CRU		U. Delaware		GPCC	
	\overline{RECM}	s	\overline{RECM}	s	\overline{RECM}	s
r1	0,29	0,03	0,35	0,03	0,3	0,03
r2	0,29	0,01	0,33	0,02	0,28	0,02
r3	0,29	0,01	0,34	0,005	0,3	0,007
r4	0,27	0,02	0,31	0,03	0,27	0,02
r5	0,31	0,07	0,34	0,04	0,3	0,05
r6	0,29	0,03	0,33	0,03	0,28	0,02

Tabla 5.2.3: Tabla resumen de los resultados de los valores promedio de RECM (\overline{RECM}) y su respectiva desviación estándar s obtenidos a partir de la comparación de los mapas del primer modo de variabilidad de los datos observados y las simulaciones del modelo GISS-E2-R, agrupando las simulaciones de este último por la igualdad de sus condiciones iniciales (r).

términos de la cantidad de puntos de grilla.

Por otro lado, el mismo hecho de tener resoluciones muy dispares entre datos observados y datos simulados no dejó otra opción que la interpolación para reali-

zar una comparación de los campos punto a punto. La interpolación es siempre un dato “inventado” (no de la nada, por supuesto, pero inventado de alguna forma de todas maneras), no real, por lo que se debería evitar en la mayoría de los casos. En este caso particular, se interpolaron los datos observados a la resolución de cada uno de los modelos. Se pensó que esta manera era mejor, en vez de hacerlo al revés, ya que el resultado de pasar de una resolución más fina a una más gruesa debería ser más confiable ya que la “invención” de datos sería un poco más cercana a la realidad. Además, como sólo se tienen datos continentales en los set de datos observados, los datos interpolados cercanos a la costa son mucho más desconfiables todavía. Para este estudio, todos los puntos sobre el océano se consideraron como un valor 0 de precipitación en los datos observados para poder realizar la interpolación. Por ello, los datos en la costa una vez ya hecha la interpolación tendrán el efecto de la precipitación nula sobre el océano y el valor de la precipitación del punto interpolado en la costa será menor de lo que es en realidad. Esto claramente agrega error a las comparaciones realizadas posteriormente en los análisis de los campos.

La baja resolución de las simulaciones provocó que la creación de las máscaras para seleccionar los puntos continentales no fuera idónea ya que algunos puntos de grilla cubrían parte de la superficie oceánica. Se propició que las máscaras tuviesen la mayor cantidad de puntos sobre el continente, pero por las razones anteriores, esto no fue posible en todos los casos. Sin duda, esto último agrega ruido e información diferente que por supuesto afectará los resultados.

5.3. Predicción decadal

Los resultados obtenidos a partir de análisis como los realizados en este trabajo, podrían servir como aporte a lo que es la predicción decadal. Éste es un tema relativamente nuevo dentro de la comunidad científica y poco se ha desarrollado hasta ahora debido a su complejidad, pero su importancia es altísima. La variabilidad regional y el cambio climático que involucre cambios de la temperatura superficial y de la precipitación son fundamentales a considerar para llegar a dimensionar los efectos climáticos de estos procesos a diferentes escalas de temporales, en particular, la escala decadal. Por ejemplo, instituciones a cargo de

evaluaciones hidrometeorológicas y servicios de aguas estarían muy interesados en una estimación a corto plazo de los efectos del cambio climático en las próximas décadas (Meehl et al., 2014).

El cambio climático forzado antropogénicamente, los forzantes naturales externos (como el volcanismo o variaciones de los ciclos solares) y la variabilidad natural intrínseca actúan en conjunto para producir un clima en constante evolución. Los forzantes naturales externos son difíciles de evaluar a nivel decadal (por ejemplo, es difícil poder predecir erupciones en las décadas siguientes), por lo que los otros dos factores deberían ser evaluados de la mejor manera posible (Meehl et al., 2009). El cambio climático antropogénico ha sido y es estudiado ampliamente, pero sus efectos son más visibles en el largo plazo. En el corto plazo, la variabilidad natural intrínseca es capaz de contrarrestar y/o potenciar temporalmente los efectos del cambio climático global de origen antropogénico (Meehl et al., 2009). Por ejemplo, los resultados de las simulaciones y proyecciones del informe del IPCC 2013 (Stocker et al., 2013) sobre el cambio climático antropogénico para la precipitación en Sudamérica y los océanos circundantes, en dos escenarios distintos de calentamiento global, se pueden ver en la [figura 5.3.1](#). En esta última se puede ver que en el largo plazo existe una zona de disminución de la precipitación sobre Chile central y latitudes medias y una zona de aumento de la precipitación sobre Argentina subtropical, Uruguay y parte de Brasil (esto es más visible en los resultados del escenario RCP 8.5), lo cual es bastante parecido al primer modo de variabilidad encontrado en el análisis FOE realizado en este trabajo. Esto hace pensar que dependiendo del periodo interdecadal en que se encuentre el sistema climático, la variabilidad interdecadal natural de la precipitación estaría potenciando y/o minorizando los efectos del calentamiento global a largo plazo.

Por otra parte, los modelos climáticos son incapaces de modelar el clima observado perfectamente e incluso si se tuviera un modelo que representara de manera completa y correcta los procesos físicos del sistema climático, algunas imprecisiones inevitables en las condiciones iniciales se desarrollarían durante la simulación llenando de errores los resultados a medida que el tiempo de simulación aumenta (el llamado “efecto mariposa”, Lorenz (1963)). Por esto, se debería establecer un límite aproximado de tiempo de simulación para poder confiar en ella, sobre todo en variables como la precipitación ya que las predicciones climáticas de este tipo

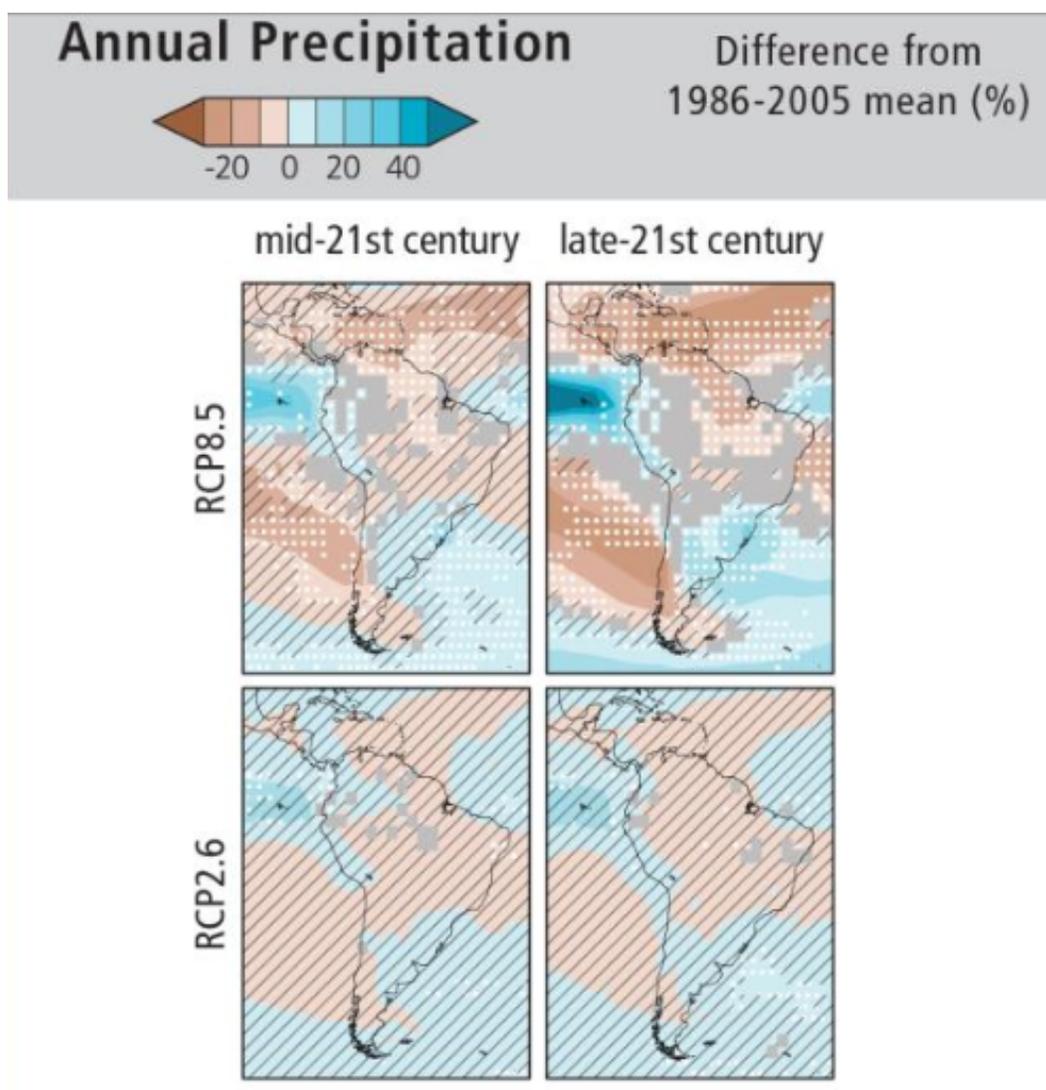


Figura 5.3.1: Proyecciones a largo plazo de la precipitación sobre Sudamérica con dos escenarios de calentamiento global distintos (RCP 2.6 y RCP 8.5) del informe del IPCC 2013 (adaptado de [Stocker et al. \(2013\)](#)).

de variable son muy sensibles a pequeñas perturbaciones en el estado inicial ([Du et al., 2012](#)). No obstante, estos límites para las predicciones decadales aún no están bien establecidos. Al respecto, diferentes formas de mejorar las simulaciones se han incluido en los últimos esfuerzos por crear modelos más confiables y realistas, incluyendo la inicialización de las simulaciones a partir de anomalías observadas (utilizando diferentes métodos de inicialización como la asimilación completa de observaciones acopladas océano-atmósfera, forzar el océano con observaciones atmosféricas o inicialización con anomalías). Por ejemplo, las simulaciones inicia-

lizadas de CMIP5 desarrolladas como predicciones decadales han mostrado que para el corto plazo (2016-2035) el calentamiento global sería menor en éstas que en las simulaciones no inicializadas del IPCC AR5 (Kirtman et al., 2013), por lo que es importante la elección de la inicialización y su método en particular. Otras mejoras a las simulaciones comprenden correcciones mediante “hindcasts” o intentos de eliminar o reducir el sesgo de las simulaciones con respecto a las observaciones, asociado a los errores sistemáticos de los modelos en sus predicciones y simulaciones del estado promedio del clima. Todo esto, además de una comprensión de los mecanismos físicos que dan lugar a cualquiera de los cambios climáticos predichos, es necesario para poder alcanzar confianza suficiente en los pronósticos y simulaciones decadales (Meehl et al., 2014).

Además de las variaciones numéricas propias de una simulación meteorológica-climática, se ha visto que en pronósticos estacionales-interanuales se alcanza una mejor previsibilidad de modelos y su simulación de variables oceánicas cuando la simulación comienza desde un estado extremo de una fase de variabilidad natural interna que de un estado promedio del clima (en simulaciones que dependen de las fases del ENOS o circulación termohalina, por ejemplo). Se espera que esto suceda también en predicciones a nivel decadal/interdecadal (Meehl et al., 2009; Griffies y Bryan, 1997) las cuales podrían ser consideradas como un punto intermedio entre problemas de valor inicial (pensados como pronósticos meteorológicos o climáticos a escala estacional-interanual) y problemas de condiciones de borde (predicciones o proyecciones climáticas a largo plazo). Ambas formas de enfrentar el problema deberían ser consideradas para la obtención de mejores resultados.

Capítulo 6

Conclusiones

En síntesis, a partir de un análisis de funciones ortogonales empíricas aplicado a datos grillados de precipitación sobre Sudamérica extratropical ($\sim 20^{\circ}\text{S}-55^{\circ}\text{S}$), se comprobó que existe un modo principal de variabilidad natural interdecadal de la precipitación observada en esta zona, aunque este no representa gran parte de la totalidad de la variabilidad observada a estas escalas temporales (sólo entre 20 y 30 %). Este modo posee un patrón espacial en forma de dipolo, ubicándose uno de sus polos sobre la parte occidental de Sudamérica en latitudes medias mientras que el otro polo, que cubre un área bastante mayor, está centrado principalmente sobre Argentina en latitudes subtropicales, pero abarca en algunas zonas latitudes un poco más bajas de la parte oriental de la zona continental seleccionada.

En cuanto a los resultados obtenidos a partir del mismo análisis FOE aplicado 175 simulaciones de 45 modelos de CMIP5, se puede decir que algunos de ellos sí lograron reproducir el primer modo de variabilidad interdecadal observado. A partir del umbral de error aceptable para la ubicación de los polos de patrón espacial, se encontró que en promedio el 21 % de los modelos logra reproducir el dipolo del primer modo, por lo que el 79 % restante no lo logra. Para los modos siguientes, la dispersión en los resultados fue aún mayor, así como también lo fue en el caso de los datos observados que mostraban diferencias en los patrones espaciales y componentes principales de estos modos. De los aspectos que pueden afectar el resultado de una simulación (las condiciones iniciales, los métodos de inicialización y las perturbaciones físicas utilizadas), las variaciones de las perturbaciones físicas tienen tanta influencia en el resultado de las simulaciones como las condi-

ciones iniciales de éstas. Por ello, la elección de los parámetros físicos necesarios y sus valores en las simulaciones, así como condiciones iniciales igualmente realistas y correctas, es fundamental para poder simular de la manera más acertada posible el clima y poder desarrollar mejores análisis a partir de estas simulaciones.

Las causas naturales del primer modo de variabilidad encontrado no fueron estudiadas en particular en este estudio. Sin embargo, se intentó descubrir si la Oscilación interdecadal del Pacífico (OIP) tiene algún tipo de relación con éste. Las componentes principales asociadas al primer modo de variabilidad observado tienen correlaciones muy bajas con los índices de la OIP sin considerar desfase. Si este último es considerado, las correlaciones aumentan y se vuelven significativas, por lo que se podría decir que este modo interdecadal de la precipitación en Sudamérica extratropical sí está relacionado con la variabilidad a escala interdecadal de la TSM del Pacífico, así como se ha mostrado en otras zonas del planeta (Dai, 2013). No obstante, no se puede decir que el primer modo de variabilidad encontrado sólo tenga relación con este fenómeno físico, sino que pueden haber otros, en distintas escalas espaciales, que pueden estar afectando la precipitación en la zona y que en conjunto produzcan el modo de variabilidad encontrado. Puede haber influencia de la zona del Atlántico y/o de la parte más austral del hemisferio, pero estas hipótesis no fueron estudiadas en el presente trabajo.

Al hacer un análisis más directo de la precipitación anual en Sudamérica extratropical con la OIP, esta oscilación parece tener que ver con las variaciones de la precipitación hasta latitudes medias. Cuando no se considera desfase, la OIP explica gran cantidad de la precipitación en Chile central, ya que la correlación entre ellas es alta. Por ello se concluye que en periodos cálidos de la OIP, la precipitación anual en Chile Central tiende a ser mayor, mientras que en periodos fríos la precipitación anual es menor, lo cual es concordante con otros estudios (Garreaud et al., 2009). En partes de Argentina subtropical y Uruguay existe correlación negativa de la precipitación con la OIP, aunque su magnitud es menor que en Chile central, por lo que la precipitación en la zona explicada por esta oscilación es menor también. En latitudes mayores, la correlación de la precipitación anual con la OIP es mucho menor, y por ende su cantidad también, por lo que se piensa que hay otros forzantes que serían los que modulan de manera más importante la variabilidad de la precipitación. Cuando se considera desfase

temporal, retrasando la precipitación con respecto a la OIP, los valores de correlación y precipitación explicada decrecen en magnitud a en conjunto con el desfase.

Los resultados obtenidos en este estudio podrían servir como avance a la predicción decadal en la zona de Sudamérica. Entender y conocer los procesos naturales que afectan a esta zona puede ayudar a predecir el comportamiento del sistema climático en épocas venideras, principalmente en la o las próximas décadas, en un escenario de calentamiento global. Los efectos de este calentamiento son más visibles en el largo plazo pero en el corto la variabilidad natural es más importante de conocer ya que puede potenciar o contrarrestar los efectos del calentamiento superficial. Es complejo predecir el comportamiento de variables como la precipitación, sin embargo, conocer algunos de los forzantes de su variabilidad a largo plazo (como se ha visto que es la OIP) permitirá una mejor preparación de la sociedad ante eventuales catástrofes naturales.

Bibliografía

Ancapichún, S., y Garcés-Vargas, J. (2015). Variability of the Southeast Pacific Subtropical Anticyclone and its impact on sea surface temperature off north-central Chile. *Ciencias Marinas*, 41(1), 1–20.

Arblaster, J., Meehl, G., y Moore, A. (2002). Interdecadal modulation of australian rainfall. *Climate Dynamics*, 18(6), 519–531.

Chen, M., Xie, P., Janowiak, J. E., y Arkin, P. A. (2002). Global land precipitation: A 50-yr monthly analysis based on gauge observations. *Journal of Hydrometeorology*, 3(3), 249–266.

Dai, A. (2013). The influence of the inter-decadal Pacific oscillation on US precipitation during 1923–2010. *Climate dynamics*, 41(3-4), 633–646.

Dai, A., y Wigley, T. (2000). Global patterns of enso-induced precipitation. *Geophysical Research Letters*, 27(9), 1283–1286.

Du, H., Doblas-Reyes, F., García-Serrano, J., Guemas, V., Soufflet, Y., y Wouters, B. (2012). Sensitivity of decadal predictions to the initial atmospheric and oceanic perturbations. *Climate dynamics*, 39(7-8), 2013–2023.

Garreaud, R., y Aceituno, P. (2007). Atmospheric circulation over south america: mean features and variability. *The physical geography of South America*. Oxford University Press, Oxford, England.

Garreaud, R., y Battisti, D. S. (1999). Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability in the southern hemisphere tropospheric circulation*. *Journal of Climate*, 12(7), 2113–2123.

- Garreaud, R., Vuille, M., Compagnucci, R., y Marengo, J. (2009). Present-day south american climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *281*(3), 180–195.
- Griffies, S. M., y Bryan, K. (1997). Predictability of North Atlantic multidecadal climate variability. *Science*, *275*(5297), 181–184.
- Gu, G., y Adler, R. (2013). Interdecadal variability/long-term changes in global precipitation patterns during the past three decades: global warming and/or pacific decadal variability? *Climate dynamics*, *40*(11-12), 3009–3022.
- Hansen, J., Ruedy, R., Sato, M., y Lo, K. (2010). Global surface temperature change. *Reviews of Geophysics*, *48*(4).
- Harris, I., Jones, P., Osborn, T., y Lister, D. (2014). Cru ts3. 22: Climatic research unit (cru) time-series (ts) version 3.22 of high resolution gridded data of month-by-month variation in climate (jan. 1901-dec. 2013).
- Henley, B. J., Gergis, J., Karoly, D. J., Power, S., Kennedy, J., y Folland, C. K. (2015). A Tripole Index for the Interdecadal Pacific Oscillation. *Climate Dynamics*, 1–14.
- Jacques-Coper, M., y Garreaud, R. D. (2014). Characterization of the 1970s climate shift in South America. *International Journal of Climatology*.
- Kirtman, B., Power, S., Adedoyin, J., Boer, G., Bojariu, R., Camilloni, I., ... others (2013). Near-term climate change: projections and predictability. *Climate change*, 953–1028.
- Legates, D. R., y Willmott, C. J. (1990). Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. *International Journal of Climatology*, *10*(2), 111–127.
- Lorenz, E. N. (1963). Deterministic nonperiodic flow. *Journal of the atmospheric sciences*, *20*(2), 130–141.
- Mantua, N. J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J. M., y Francis, R. C. (1997). A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the american Meteorological Society*, *78*(6), 1069–1079.

- Meehl, G. A., Goddard, L., Boer, G., Burgman, R., Branstator, G., Cassou, C., ... others (2014). Decadal Climate Prediction: an update from the trenches. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(2), 243–267.
- Meehl, G. A., Goddard, L., Murphy, J., Stouffer, R. J., Boer, G., Danabasoglu, G., ... others (2009). Decadal prediction: can it be skillful? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(10), 1467.
- Meehl, G. A., y Hu, A. (2006). Megadroughts in the indian monsoon region and southwest North America and a mechanism for associated multidecadal Pacific sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, 19(9), 1605–1623.
- Power, S., Casey, T., Folland, C., Colman, A., y Mehta, V. (1999). Inter-decadal modulation of the impact of ENSO on Australia. *Climate Dynamics*, 15(5), 319–324.
- Quintana, J., y Aceituno, P. (2012). Changes in the rainfall regime along the extratropical west coast of South America (Chile): 30-43° s. *Atmósfera*, 25(1), 1–22.
- Rayner, N., Parker, D. E., Horton, E., Folland, C., Alexander, L., Rowell, D., ... Kaplan, A. (2003). Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D14).
- Schneider, U., Becker, A., Finger, P., Meyer-Christoffer, A., Rudolf, B., y Ziese, M. (2011). Gpcc full data reanalysis version 6.0 at 0.5: monthly land-surface precipitation from rain-gauges built on gts-based and historic data. *FD_M_V6_050*.
- Smith, T. M., Reynolds, R. W., Peterson, T. C., y Lawrimore, J. (2008). Improvements to noaa’s historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006). *Journal of Climate*, 21(10), 2283–2296.
- Stocker, T., Qin, D., Plattner, G., Tignor, M., Allen, S., Boschung, J., ... Midgley, B. (2013). Ipcc, 2013: climate change 2013: the physical science basis. contribution of working group i to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change.

Venegas, S. A., Mysak, L. A., y Straub, D. N. (1998). An interdecadal climate cycle in the south atlantic and its links to other ocean basins. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, *103*(C11), 24723–24736.

Zhang, Y., Wallace, J. M., y Battisti, D. S. (1997). ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. *Journal of climate*, *10*(5), 1004–1020.

Zilberman, N., Roemmich, D., y Gille, S. (2013). The mean and the time variability of the shallow meridional overturning circulation in the tropical south pacific ocean. *Journal of Climate*, *26*(12), 4069–4087.