



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

Reconstrucción de la precipitación en la Zona de Convergencia del  
Atlántico Sur desde el siglo XIX

TESIS

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

P R E S E N T A

JOSELE ROSAS NAVA

COMITÉ TUTOR

Dra. Paulina Ordóñez Pérez (Tutor) (Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM)  
Dra. Rosario de Lourdes Romero Centeno (Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM)  
Dr. David Gallego Pujol (Dpto. Sistemas Físicos, Químicos y Naturales, UPO, España)

JURADO EXAMINADOR

Dra. Rosario de Lourdes Romero Centeno (Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM)  
Dr. Ignacio Arturo Quintanar Isaías (Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM)  
Dra. Paulina Ordóñez Pérez (Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM)  
Dr. David Gallego Pujol (Dpto. Sistemas Físicos, Químicos y Naturales, UPO, España)  
Dr. Pedro Ribera Rodríguez (Dpto. Sistemas Físicos, Químicos y Naturales, UPO, España)

CIUDAD UNIVERSITARIA, Cd. Mx.

MAYO, 2018



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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



“Quiero que me cojas de la mano a plena luz del día”  
Lauri Tilkanen-Veli  
(Tom of Finland, 2017, Director: Dome Karukoski)



## AGRADECIMIENTOS

A mi familia, mis padres: Eva y Guillermo, por todo el apoyo recibido a lo largo de mi vida. A mis hermanos: Horacio, Leonel y Roxana, que nos hemos soportado y apoyado en los buenos y malos momentos.

Agradezco el apoyo a la Dra. Paulina Ordoñez, que con su paciencia y comprensión han logrado asesorar esta tesis, además del tiempo dedicado para poder aprender cada día más, y por último, por la oportunidad de conocernos y entablar más que una relación tutora-alumno una amistad muy preciada.

También agradezco el apoyo recibido por mi Comité Evaluador, formado por la Dra. Rosario Romero y el Dr. David Gallego, que me han brindado su apoyo, asesoría y su valiosa opinión para mejorar este proyecto en todo momento. También agradezco el tiempo y el apoyo en la elaboración de este trabajo al Dr. Pedro Ribera y el Dr. Arturo Quintanar.

Agradezco a las personas que han estado conmigo en todo momento brindándome su amistad y las nuevas personas que han logrado un lugar en mí corazón a través de estos dos años en el posgrado. Gracias por ser parte de mí vida Itzel Herrera, Gabriela Silva, Alejandra Meza, Patricia García, Fernanda García, Gisel Mercado, Carmen Nájera, Citlali Ruiz, Rubén López, Martín Ernesto Álvarez, David Romualdo, Sandra Martínez, Antonio Vila, Elena Villalba, Hortensia Arellano, Fabiola Valdés, Ernesto Sánchez, Verónica Alarcón, Ana Lobato, Franklin Cárdenas, Bruce Kingfield, Julio Vázquez, Mariano Martínez, Raquel Mijares, Mirce Morales, Erick Trujillo, Juan Carlos Páez, Fernando Arellano, Yaima Rodríguez, Rosana Limonti, Edgar Dolores, Brad Barret, Violeta Arreola, Diego Cuesta, Diego Martínez, Camilo Rodríguez, Ana Carla Fernández, Samanta Rodríguez, Lucía Caudillo, Ana Elena Martínez, Gustavo Javier González, Carlos Macias, Tyler Stallings... y a todas aquellas personas que continúan aportando aprendizajes en mi vida.

Finalmente, agradezco al programa de posgrado en Ciencias de la Tierra, al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología y al proyecto PAPIIT IA103116 por su apoyo en la elaboración de este trabajo de tesis.

*“Ximeua, ximijyoti, xiixuetska uan xijnemelli xinejnemi”  
“Levántate, respira, sonríe y sigue adelante”  
(Náhuatl)*



## RESUMEN

En este trabajo de tesis se elaboró un índice direccional para reconstruir la precipitación de una de las principales características del Sistema Monzónico de Sudamérica, que consiste en una banda convectiva alargada situada sobre Sudamérica Subtropical y el océano Atlántico adyacente, conocida como la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ, por sus siglas en inglés).

Para ello se utiliza la base de datos International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (ICOADS) que recopila información climática a escala diaria desde 1662 a partir de registros en buques, boyas y barcos. Estos datos están basados en archivos históricos documentales, por lo que son considerados como un tipo de proxy climático. En particular, los registros de dirección de viento fueron medidos con brújula y debido a que no ha cambiado la forma de medir la dirección de viento, se pueden considerar como observaciones instrumentales sin variación desde sus primeros registros.

Existen antecedentes sobre índices climáticos de circulación atmosférica elaborados a partir de datos históricos de la dirección del viento de la base de datos ICOADS, que han servido como proxy para la precipitación en diferentes zonas monzónicas, permitiendo reconstruir por ejemplo la precipitación del monzón africano o el inicio de las precipitaciones en el monzón de la India.

Se elaboró un índice basado en la persistencia de mediciones de dirección de viento del noreste en la SACZ, realizado gracias a los datos de dirección de viento del noreste en verano austral recopilados en la base ICOADS. El índice fue obtenido a escala mensual y comenzó en 1850 alcanzando una correlación con la precipitación de 0.61, 0.55, 0.72 para enero, febrero y marzo respectivamente. El índice pudo reconstruir la precipitación durante más de siglo y medio, lo que nos permitió analizar las variaciones que presenta esta variable climática para un periodo de tiempo mayor que el disponible por mediciones directas de precipitación. Así mismo, en este trabajo se analizó la capacidad del índice para representar adecuadamente otras variables climáticas como: campos de viento, temperatura superficial del océano, transporte de humedad y temperatura superficial del aire.





## ABSTRACT

The aim of this thesis work is to reconstruct the precipitation patterns of the so-called South Atlantic Convergence Zone (SACZ) which is one of the most important features of the South American Monsoon System (SAMS).

The international Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS) is used to build a wind directional index. The database includes climate information on a daily scale since 1662 based on ships, boats, buoys. The ship logbooks are based on historical records, and thus are considered a climate proxy which contains records of wind direction measured with a compass. Since the method to measure the wind direction has not changed, it can be considered an instrumental observation without variation since the first recordings were made.

There are records about climate index of atmospheric circulation produced from historical data of wind direction from the COADS database that have served as proxies of the rainfall in different monsoon areas, allowing the reconstruction of the precipitation of the West African monsoon or the onset of rainfall in the Indian monsoon for instance.

I present the methodology followed to develop an index based on the persistence of a northeasterly wind component in the SACZ, based on compilation of wind direction records from the COADS database. The monthly index since 1850 is also presented. It is shown that correlation between the new index and precipitation one 0.61, 0.55 and 0.72 on January, February and March respectively. Following this methodology it is possible to reconstruct more than 150 years of precipitation in the SACZ. This permits the analysis of the rainfall variations for a greater period than what is currently available with direct measurements. In addition, the index's capacity to reconstruct other climate parameters as wind field, sea surface temperature, humidity transport, and air surface temperature is analyzed.



# ÍNDICE

<b>1. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
<b>1.1. Marco Teórico .....</b>	<b>1</b>
<b>1.1.1. Sistema Monzónico de Sudamérica (SAMS) .....</b>	<b>2</b>
<b>1.1.1.1. Ciclo de vida del SAMS .....</b>	<b>4</b>
<b>1.1.1.2. Características de la estación húmeda del SAMS.....</b>	<b>7</b>
<b>1.1.1.3. La Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ) .....</b>	<b>8</b>
<b>1.1.1.4. Variabilidad climática del SAMS y la SACZ .....</b>	<b>10</b>
<b>1.1.2. Reconstrucción del clima .....</b>	<b>13</b>
<b>1.2. Antecedentes.....</b>	<b>15</b>
<b>1.3. Objetivos .....</b>	<b>19</b>
<b>2. METODOLOGÍA Y DATOS .....</b>	<b>21</b>
<b>2.1. Pruebas iniciales y selección de la zona de estudio .....</b>	<b>21</b>
<b>2.2. Elaboración de un índice direccional para reconstruir la precipitación de la SACZ .....</b>	<b>27</b>
<b>3. RESULTADOS .....</b>	<b>31</b>
<b>3.1. Índice direccional .....</b>	<b>31</b>
<b>3.2. Estabilidad del índice .....</b>	<b>35</b>
<b>3.3. Reconstrucción de la señal monzónica a partir del índice direccional.....</b>	<b>37</b>
<b>3.3.1. Precipitación .....</b>	<b>39</b>
<b>3.3.2. Temperatura superficial del mar .....</b>	<b>42</b>
<b>3.3.3. Temperatura del aire. ....</b>	<b>44</b>
<b>3.3.4. Viento.....</b>	<b>46</b>
<b>3.3.5. Transporte de humedad.....</b>	<b>51</b>
<b>3.4. Posibles mejoras al índice direccional.....</b>	<b>53</b>
<b>3.4.1. Serie histórica de precipitación .....</b>	<b>53</b>
<b>3.4.2. Despreciar los días con pocas observaciones .....</b>	<b>54</b>
<b>3.4.3. Observaciones de barcos contra reanálisis.....</b>	<b>55</b>
<b>4. CONCLUSIONES Y POSIBLES LÍNEAS DE TRABAJO A FUTURO .....</b>	<b>57</b>
<b>5. REFERENCIAS .....</b>	<b>61</b>
<b>ANEXO I .....</b>	<b>67</b>



## Índice de Figuras

<b>Figura 1.</b>	<i>Sistema Monzónico Global.....</i>	3
<b>Figura 2.</b>	<i>Porcentaje de precipitación anual en Sudamérica.....</i>	4
<b>Figura 3.</b>	<i>Topografía de Sudamérica.....</i>	6
<b>Figura 4.</b>	<i>Características de circulación del monzón de Sudamérica.....</i>	8
<b>Figura 5.</b>	<i>Precipitación media diaria en mm y temperatura a 850hPa.....</i>	10
<b>Figura 6.</b>	<i>Oscilaciones climáticas asociadas al SAMS y la SACZ.....</i>	12
<b>Figura 7.</b>	<i>Clasificación de los proxies climáticos según su procedencia.....</i>	13
<b>Figura 8.</b>	<i>Precipitación media mensual (mm) del monzón de Sudamérica.....</i>	22
<b>Figura 9.</b>	<i>Medias móviles de precipitación de la base GPCC en ventanas de 30 años.....</i>	23
<b>Figura 10.</b>	<i>Distintas zonas que cuentan con una elevada precipitación dentro del SAMS.....</i>	24
<b>Figura 11.</b>	<i>Correlaciones entre la precipitación en la región del corazón del SAMS y el índice direccional con datos del NCEP/NCAR para la dirección norte.....</i>	25
<b>Figura 12.</b>	<i>Correlaciones entre la precipitación en el norte de Brasil y el índice direccional con datos del NCEP/NCAR para la dirección norte.....</i>	25
<b>Figura 13.</b>	<i>Correlaciones entre la precipitación en la región de la SACZ y el índice direccional con datos del NCEP/NCAR para la dirección noreste.....</i>	26
<b>Figura 14.</b>	<i>Cantidad de datos ICOADS.....</i>	28
<b>Figura 15.</b>	<i>Metodología empleada para la elaboración del índice direccional.....</i>	30
<b>Figura 16.</b>	<i>Zona definida para el índice direccional mensual y zona de precipitación sobre la SACZ.....</i>	31
<b>Figura 17.</b>	<i>Número de datos ICOADS en zona oceánica del índice direccional definido.....</i>	33
<b>Figura 18.</b>	<i>Índice direccional mensual normalizado y media móvil con ventanas de 10 años..</i>	34
<b>Figura 19.</b>	<i>Índice direccional mensual normalizado y precipitación de la base GPCC.....</i>	35
<b>Figura 20.</b>	<i>Coefficientes de correlación entre la precipitación y el índice direccional.....</i>	36
<b>Figura 21.</b>	<i>Mapa de precipitación para años mayores, menores a una desviación estándar del índice direccional, anomalías de precipitación y SLP.....</i>	39
<b>Figura 22.</b>	<i>Mapa de coeficientes de correlación entre la precipitación y el índice direccional para el SAMS.....</i>	41
<b>Figura 23.</b>	<i>Mapa de temperatura superficial del mar durante años mayores, menores a una desviación estándar del índice direccional y anomalías de SST.....</i>	43
<b>Figura 24.</b>	<i>Mapa de temperatura superficial de aire para años mayores, menores a una desviación estándar del índice direccional y anomalías de temperatura superficial del aire.....</i>	45
<b>Figura 25.</b>	<i>Mapa de campos de viento en superficie para años mayores, menores a una desviación estándar del índice direccional y anomalías de viento en superficie....</i>	48
<b>Figura 26.</b>	<i>Mapa de campos a 850hPa de viento para años mayores, menores a una desviación estándar del índice direccional y anomalías de viento a 850hPa.....</i>	50
<b>Figura 27.</b>	<i>Mapa de transporte de humedad para años mayores, menores a una desviación estándar del índice direccional y anomalías de transporte de humedad.....</i>	52
<b>Figura 28.</b>	<i>Rosa de vientos de la base ICOADS y NCEP/NCAR.....</i>	56

## Índice de Tablas

<b>Tabla 1.</b>	<i>Correlaciones alcanzadas con diferentes porcentajes de dominio de viento del noreste por día.....</i>	32
<b>Tabla 2.</b>	<i>Años mayores y menores del índice direccional normalizado.....</i>	38
<b>Tabla 3.</b>	<i>Coefficientes de correlación de precipitación e índices considerando días con pocas observaciones y sin considerarlas.....</i>	54



## Acrónimos utilizados en este trabajo

		<i>Traducción al español</i>
<b>850ZWI</b>	850-hPa zonal wind index	Índice de viento zonal a 850hPa
<b>AMO</b>	Atlantic Multidecadal Oscillation	Oscilación Multi-decadal del Atlántico
<b>ASWI</b>	African South-westerly index	Índice africano de vientos del suroeste
<b>CET</b>	Central England Temperatures	Serie de temperatura para Inglaterra Central
<b>CMAP</b>	CPC Merged Analysis of Precipitation	Base de análisis combinado de precipitación
<b>ENSO</b>	El Niño/Southern Oscillation	El Niño/Oscilación del sur
<b>GCM</b>	Global Circulation Models	Modelos de Circulación General
<b>GHCN</b>	Global Historical Climatology Network	Red Historica Climatológica Global
<b>GPCC</b>	Global Precipitation Climatology Centre	Base de Datos del Centro Climático de Precipitación Global
<b>ICOADS</b>	The International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set	Base de Datos Océano Atmósfera Internacional completa
<b>ITCZ</b>	Intertropical Convergence Zone	Zona de Convergencia Intertropical
<b>LISAM</b>	Large-scale index for South America Monsoon	Índice de gran escala del monzón de Sudamérica
<b>MJO</b>	Madden-Julian Oscillation	Oscilación Madden-Julian
<b>MWSI</b>	Meridional wind shear index	Índice de cizalladura del viento meridional
<b>NAO</b>	North Atlantic Oscillation	Oscilación del Atlántico Norte
<b>NCEP-NCAR</b>	National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research	Base de Datos del Centro Nacional de Predicción Ambiental y del Centro Nacional de Investigación Atmosférica
<b>NE</b>	North East	Noreste
<b>PDO</b>	Pacific Decadal Oscillation	Oscilación Decadal del Pacífico
<b>SACZ</b>	South Atlantic Convergence Zone	Zona de Convergencia del Atlántico Sur
<b>SALLJ</b>	South American Low-Level Jet	Corriente en chorro de bajo nivel de Sudamérica
<b>SAMS</b>	South American Monsoon System	Sistema Monzónico de Sudamérica
<b>SST</b>	Sea Surface Temperature	Temperatura superficial del mar
<b>UVI</b>	850-hPa zonal and meridional wind index	Índice de viento zonal y meridional a 850hPa
<b>WCI</b>	Western Circulation Index	índice de circulación del oeste
<b>ZWSI</b>	Zonal wind shear index	Índice de cizalladura del viento zonal





# 1. INTRODUCCIÓN

El sistema monzónico Sudamericano (SAMS, por sus siglas en inglés) ocurre en el verano austral sobre gran parte del Subcontinente y causa un incremento en la precipitación para los meses de verano. La precipitación incrementa más del 50% en comparación con el resto del año, lo que impacta en la agricultura y la economía local, ambas vulnerables a los cambios de clima. Además, el SAMS es uno de los principales sistemas monzónicos del Hemisferio Sur. La Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ, por sus siglas en inglés) esta presente cuando el monzón se encuentra en fase madura y forma parte del SAMS, la precipitación de la SACZ recae sobre el sureste de Brasil, una región que cuenta con alta concentración de población, debido a ciudades como Sao Paulo, que son afectadas en el verano por el aumento de lluvias.

Debido a que los cambios climáticos impactan la vida y la economía de una región, como el sureste de Brasil, el estudio de estos cambios se ha vuelto una necesidad. Sin embargo, actualmente no se cuenta con la suficiente cantidad de datos para poder estudiar, por ejemplo, cambios prolongados o de baja intensidad en ciertas regiones, por lo que estudiar estos cambios en regiones con mediciones indirectas asociadas a ciertas variables climáticas ha sido una buena opción para estimar las variables a un periodo prolongado mayor al que actualmente se conoce. En Sudamérica existen mediciones de dirección de viento obtenidas de diarios de navegación, estos datos son considerados mediciones instrumentales asociadas a la precipitación, por lo que pueden ser usadas para encontrar una serie de precipitación sobre el sureste de Brasil más larga que las disponibles actualmente, basada en un proxy.

## 1.1. Marco teórico

En la presente sección se exponen los principales conceptos teóricos que se abordarán en la tesis, generalidades tanto del monzón de Sudamérica como sobre la reconstrucción del clima. Asimismo, se muestran los antecedentes que existen sobre estudios de índices climáticos en general y de índices climáticos direccionales en particular. Y por último, se muestran los objetivos principales de este trabajo.

### **1.1.1. Sistema Monzónico de Sudamérica (SAMS)**

La palabra monzón deriva del árabe “*mawsim*” que significa “estación”. Antiguamente se usaba esta palabra para describir la inversión estacional del viento superficial que se observaba en la navegación y comercio marítimo, particularmente entre las costas de África y la India (Tripathi y Raut, 2006; Carvalho, 2016). Actualmente, un monzón se define como una inversión estacional en los trópicos y subtrópicos de los vientos superficiales y la precipitación asociada, provocada por el calentamiento diferencial entre una masa terrestre continental y el océano adyacente. Las lluvias monzónicas ocurren principalmente sobre tierra durante el verano (Stocker et al., 2013).

Los sistemas monzónicos en América (el Monzón de Norteamérica y el de Sudamérica), a pesar de no haber sido claramente identificados con inversión de vientos (Webster et al., 1998), cumplen con las condiciones establecidas en relación a la precipitación para ser considerados monzones (Mechoso et al., 2004).

Específicamente, los vientos del este dominan todo el año (vientos provenientes de los alisios) sobre el norte de Sudamérica y el Atlántico Tropical. En el Sistema Monzónico de Sudamérica, uno de los mayores sistemas monzónicos en el Hemisferio Sur, se observa que la circulación media de verano e invierno cuenta con una inversión en las anomalías de circulación mensual en la parte baja de la atmósfera, asemejándose al cambio estacional en la dirección de vientos observados en otros sistemas monzónicos (Zhou y Lau, 1998).

El SAMS, que se encuentra desde la costa brasileña hasta la cordillera de los Andes, pasando por Perú, Bolivia y Paraguay, presenta fases activas e inactivas con periodos de lluvias intensas y débiles que son acompañados de cambios en el transporte de humedad y la circulación de vientos en niveles bajos de la atmósfera, al igual que otros sistemas monzónicos. El cambio estacional en la precipitación y la humedad debido al SAMS es acompañado de variaciones en los vientos alisios, presión superficial, inestabilidad termodinámica, transporte de humedad ecuatorial, convergencia en niveles bajos y divergencia en niveles altos de masas de aire en la atmósfera (Marengo et al., 2012).

Carvalho (2016) menciona que los monzones forman el sistema más poderoso de precipitación en el planeta. Existen siete sistemas monzónicos que conforman el Sistema

Monzónico Global: Norte de África, Sur de África, Sur de Asia, Este de Asia, Australia, Norteamérica y Sudamérica. En la figura 1 se muestra el área del Sistema Monzónico Global a partir de la precipitación obtenida mediante 17 modelos de circulación general diferentes. Además del Sistema Monzónico Global, se muestra una región oceánica sobre el noroeste del Pacífico con una distribución estacional de precipitación similar a la monzónica, sin embargo, debido a que no existe una diferencia de calor entre el océano y continente, esta región no es considerada monzónica por algunos autores (Wang et al., 2011).

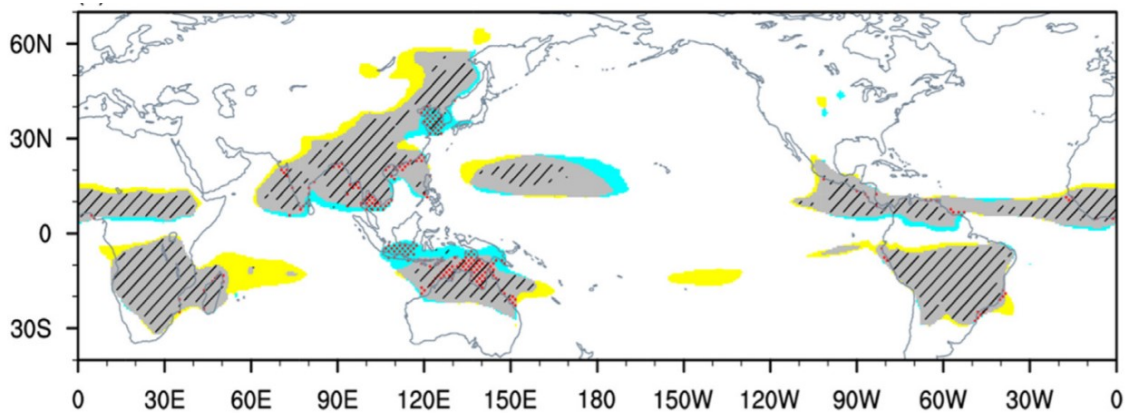


Figura 1. Sistema Monzónico Global. El color amarillo representa el Sistema Monzónico Global hace 21000 años (en el último máximo glacial, que se asocia al intervalo en el último periodo glacial cuando el volumen de cobertura de hielo fue máximo) y el color azul durante el periodo 1979-2010. El color gris muestra el área común entre ambos periodos. Las líneas diagonales representan regiones donde al menos el 60% de los modelos coinciden con la señal y el área con puntos rojos indica el incremento de la superficie continental causado por el decremento del nivel del mar desde el último máximo glacial con relación al periodo 1979-2010. Tomada de Jiang et al. (2015)

### 1.1.1.1. Ciclo de vida del SAMS

El ciclo anual de precipitación sobre Sudamérica tropical presenta distintivas estaciones húmedas y secas como se muestra en la figura 2.

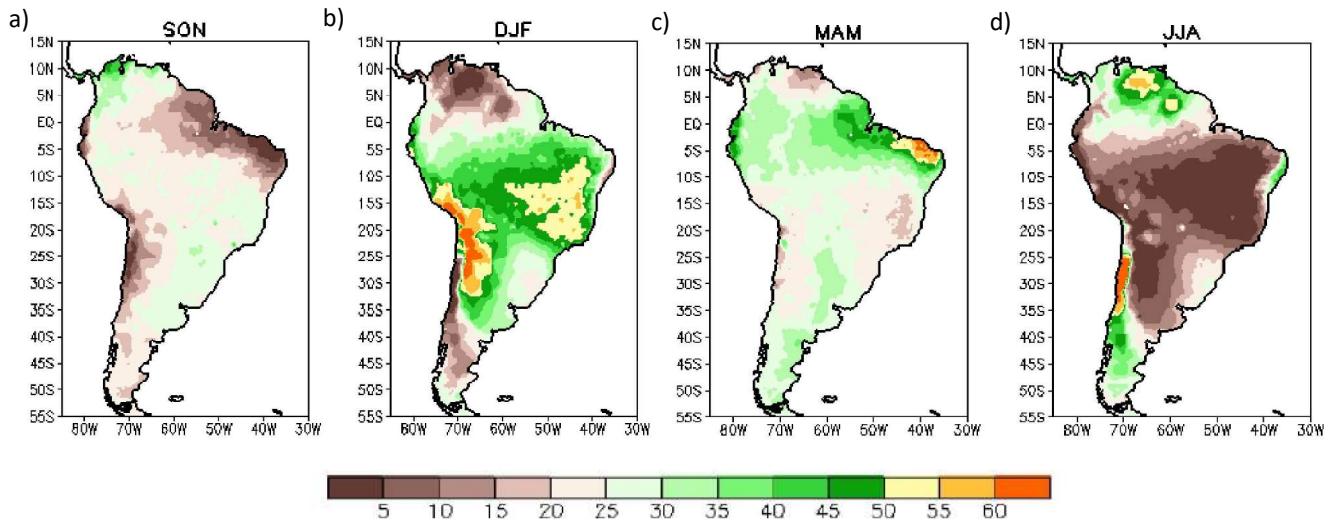


Figura 2. Porcentaje de precipitación anual en Sudamérica (1979-2006) observado en cada estación del año. Tomada de Silva y Kousky, 2012.

El SAMS comienza durante la primavera austral (septiembre), cuando la convección aumenta sobre el noroeste del Amazonas (figura 2a) debido a diferencia de calor entre Sudamérica y el Océano Atlántico Subtropical, propagándose al sureste e incrementa en el centro-oeste y sureste de Brasil pasando por Perú, Bolivia y Paraguay a mitad de octubre (Marengo et al., 2001; Gan et al., 2004). A finales de noviembre, la convección profunda cubre una gran porción de Sudamérica Central (Silva y Kousky, 2012).

Desde diciembre hasta febrero (fase madura del SAMS) la principal actividad convectiva está ubicada sobre la zona montañosa de los Andes y el centro de Brasil. Sobre el centro de Brasil la actividad convectiva está unida a una banda nubosa con precipitación que se extiende por el sureste de Brasil hasta el océano Atlántico. Esta banda convectiva se denomina Zona de Convergencia del Atlántico Sur. Durante el verano austral el SAMS se encuentra en amplias porciones de la parte central, sureste de Brasil y la cadena montañosa de los Andes, se recibe más del 50% de la precipitación total anual (figura 2b).

A principio de marzo la convección profunda comienza a debilitarse sobre el Amazonas, desplazándose hacia el noreste durante abril y mayo (Figura 2c). La desembocadura del río Amazonas experimenta un máximo de precipitación en el otoño austral.

Las regiones entre 12°S y 25°S que en el verano austral recibían más del 50% de su precipitación anual, reciben en el invierno austral (de junio a agosto) menos del 5% (figura 2d). La topografía, las principales zonas montañosas donde se ubica el monzón de Sudamérica, además de las divisiones por países son mostradas en la Figura 3.

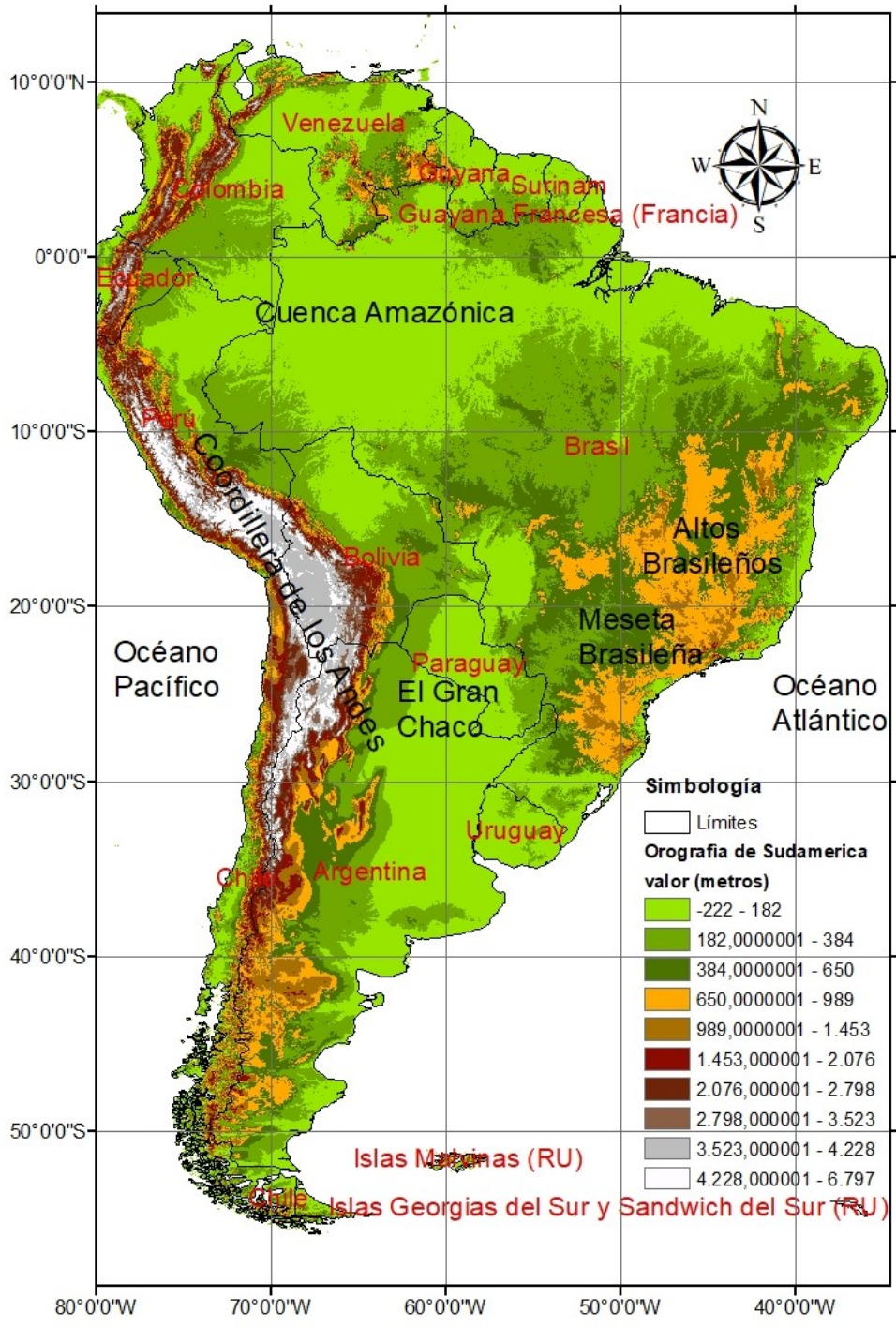


Figura 3. Topografía de Sudamérica.

### **1.1.1.2. Características de la estación húmeda del SAMS**

A partir de la primavera austral y en todo el verano austral las lluvias se intensifican sobre gran parte de Sudamérica presentando cambios en la climatología de la región. Las principales características climáticas en la estación húmeda de la región del Monzón Sudamericano son (figura 4) (Marengo et al. 2012):

1.- Sistemas superficiales de alta presión y circulación anticiclónica sobre los océanos subtropicales (Pacífico y Atlántico).

2.- La baja termal de El Chaco que se extiende sobre el norte de Argentina y es consecuencia de un anticiclón en la alta troposfera localizado sobre el Altiplano boliviano, conocido como la Alta Boliviana. Ambos fenómenos se consideran la respuesta térmica de la circulación troposférica al fuerte calentamiento convectivo que sufre la parte central de Brasil. En los meses donde está presente el SAMS, debido a esta baja presión en superficie junto con la orografía de Sudamérica se presenta un giro en el transporte de humedad desde el este hacia el oeste.

3.- La Zona de Convergencia del Atlántico Sur, una banda convectiva orientada noroeste-sureste, la cual se extiende sobre el este de Brasil hasta el océano Atlántico adyacente (Ma et al., 2011).

4.- La corriente en chorro de Sudamérica que se extiende por el este de los Andes (SALLJ, por sus siglas en inglés), un flujo a niveles bajos de viento del noroeste sobre el este de los Andes que inicia sobre el suroeste del Amazonas hacia el sureste de Sudamérica



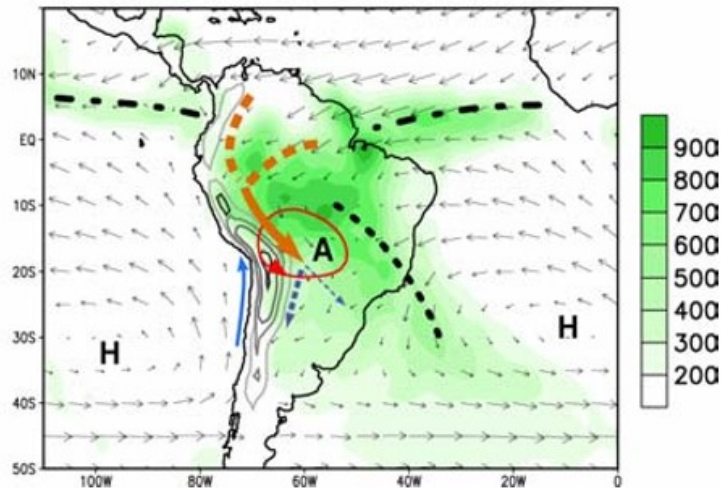


Figura 4. Características de la circulación durante la estación húmeda del monzón de Sudamérica. Las flechas azules muestran la dirección de viento en continente. La flecha naranja muestra el chorro de bajo nivel en Sudamérica. Las líneas negras segmentadas las zonas de convergencia, la línea superior representa la ITCZ y la inferior la SACZ. Los vectores en gris representan los vientos de bajo nivel a 900hPa. La H representa el sistema de alta presión superficial subtropical con circulación anticiclónica, y la letra A la Alta Boliviana (circulación monzónica anticiclónica en la alta troposfera). La línea roja muestra la dirección de la circulación en la Alta Boliviana y el área sombreada representa la precipitación. Tomado de: Mechoso et al., 2004.

### 1.1.1.3. La Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ)

Los principales componentes del sistema monzónico son la actividad convectiva de la cuenca amazónica y la SACZ (Jones y Carvalho, 2002). La SACZ es una banda convectiva alargada que se origina en la cuenca del Amazonas y se extiende hacia el sureste de Brasil (Kodama, 1992); se caracteriza por una dominante nubosidad durante el verano en Sudamérica subtropical y el océano Atlántico Sur occidental, con vientos de dirección noroeste-sureste que orientan la precipitación (Liebmann et al., 1999).

Específicamente, la SACZ está presente en los meses del monzón maduro y resulta de la convergencia a niveles bajos y el transporte de humedad durante el verano austral desde el Amazonas hasta el océano Atlántico Subtropical, por lo que el flujo de humedad del Amazonas es primordial para su mantenimiento (Kodama, 1992; Liebmann et al., 1999).

Una fase activa de la SACZ presenta confluencia de flujo de humedad del océano Atlántico y del noroeste del continente, proveniente de la región Amazónica, formando

una fuerte convergencia de humedad sobre la cuenca del Amazonas, el centro y sureste de Brasil (Ferreira y Gan, 2011), favoreciendo ondas de calor extremo sobre las regiones subtropicales. (Marengo et al., 2012) y disminución de la precipitación en latitudes subtropicales del Atlántico Sur (Nogués-Paegle y Mo, 1997; Ferreira y Gan, 2011).

En periodos en los que la SACZ no está presente, ocurre una escasez de lluvia sobre el sureste de Brasil (Herdies et al. 2002; Ferreira y Gan, 2011) y un aumento del flujo de humedad hacia el sur del Amazonas, con un aumento de la precipitación en las regiones subtropicales (Nogués-Paegle y Mo, 1997; Ferreira y Gan, 2011).

La precipitación media diaria en el centro de Brasil (zona aledaña ala SACZ) está representada en la figura 5. A partir de octubre se muestra un incremento sostenido en la precipitación, alcanzando un máximo a mediados de diciembre y decreciendo hacia enero y febrero. En marzo la precipitación disminuye más rápidamente que en los meses previos, marcando el debilitamiento y eventual extinción del monzón y dando paso a la época seca que persiste el resto del año (periodo cuando la SACZ no está presente).

La figura 5 también muestra la temperatura a 850hPa para todos los meses del año, la temperatura aumenta para primavera, esto se debe a que en invierno se encuentra un periodo de sequía acompañado de baja humedad del suelo, por lo que a principio de la primavera la radiación solar aumenta pero disminuye en verano debido al incremento de convección y humedad, el otoño austral muestra un decremento de la temperatura debido a la humedad del suelo resultante de las precipitaciones de verano y esta temperatura decrece hasta invierno austral.

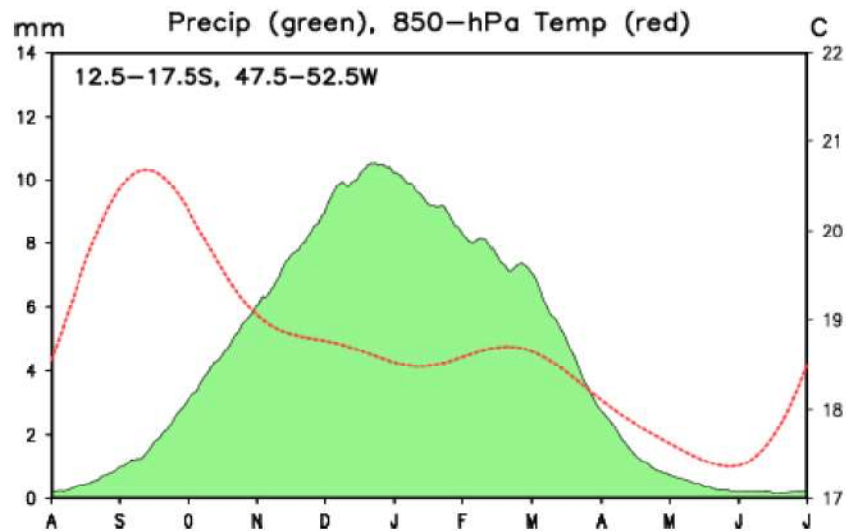


Figura 5. Precipitación media diaria en mm (área sombreada color verde) y temperatura a 850hPa en °C (línea roja), para el periodo 1979-1995 en la zona central de Brasil (12.5°-17.5°S, 47.5°-52.5°W). Tomada de Silva y Kousky, 2012.

#### 1.1.1.4. Variabilidad climática del SAMS y la SACZ

En Sudamérica, debido a la generación de energía hidroeléctrica y por ser la base de la economía agrícola local, es considerada una subregión del continente Americano con importancia para estudios climáticos, ya que es susceptible a las variaciones del clima, debido a que en su verano se presenta el SAMS que provee el mayor incremento de precipitación anual (Marengo et al., 2012).

La precipitación en las regiones donde está presente el Monzón Sudamericano y la SACZ sufre cambios debido a las variaciones del clima, que son consecuencia de interacciones y retroalimentaciones con los océanos, topografía y biosfera que resulta en variaciones a escala temporal y espacial, como son las oscilaciones intraestacionales, interanuales y multidecadales (Figura 6).

La principal oscilación intraestacional (oscilaciones aproximadamente entre 30 y 90 días) que afecta la variabilidad del SAMS y la SACZ es la Oscilación Madden-Julian (MJO, por sus siglas en inglés). La MJO consiste en patrones acoplados de circulación atmosférica y convección profunda a gran escala observados principalmente sobre una porción de los océanos Índico y Pacífico, con temperaturas cálidas en el océano debido a la propagación de ondas del este. Las ondas del este son vientos a escala planetaria de movimiento lento (~5 m/s) (Zhang, 2005). La alternancia de humedad y sequía sobre la

región del Monzón Sudamericano algunas veces se atribuye a la MJO (Madden y Julian, 1994; Carvalho et al., 2004).

Sobre la SACZ, los cambios sobre el dipolo en precipitación, están asociados a la propagación de ondas de latitudes medias sobre el este de América del Sur. Las ondas de latitudes medias modifican la circulación y el transporte de humedad en los trópicos y subtropicos a escala intraestacional (Kiladis y Weickmann, 1992; Carvalho, 2016).

La variabilidad interanual en el SAMS y la SACZ está dominada por el Atlántico subtropical y El Niño/Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés). ENSO es una oscilación recurrente de fase cálida y fría de un patrón climático sobre el océano Pacífico tropical, que oscila irregularmente entre 2 a 7 años. El término El Niño es usado específicamente para las anomalías cálidas de temperatura superficial del mar (SST, por sus siglas en inglés) sobre el centro-oriente del océano Pacífico ecuatorial y el término La Niña para anomalías más frías de lo normal, mientras que el término Oscilación del Sur es dado a los cambios de presión atmosférica entre el este-oeste del Pacífico tropical que acompaña a ambos episodios en el océano.

El Niño Oscilación del Sur es responsable de diferentes impactos durante la estación monzónica, eventos de El Niño (La Niña) son asociados con inicios tardíos (prematurados) en el SAMS (Marengo et al., 2012). En la SACZ, el ENSO modula su posición e intensidad, además de la ocurrencia de eventos extremos de precipitación a lo largo de la costa sureste de Brasil (Carvalho, 2016).

El océano Atlántico Subtropical también tiene influencia en la variabilidad interanual del SAMS, las anomalías frías (cálidas) de la SST sobre el Atlántico Subtropical junto con anomalías cálidas (frías) de la SST sobre el Atlántico Sur extratropical, están asociadas a inicios prematuros (tardíos) e incrementos (decrementos) en la precipitación diaria sobre el sureste de Brasil, a pesar de que se han encontrado variaciones débiles solo en años neutros de ENSO (Bombardi et al., 2014; Carvalho, 2016). Aunque Barreiro et al. (2002) han encontrado que la actividad convectiva sobre la porción continental de la SACZ es independiente de los cambios en la SST en el océano Atlántico Subtropical.

En cuanto a las oscilaciones climáticas por largos periodos de tiempo, son pocos los estudios sobre el SAMS y la SACZ debido a la falta de datos disponibles. Sin embargo, se ha sugerido asociar la variabilidad climática del SAMS con la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, por sus siglas en inglés), una oscilación que modula cambios en el océano,

la atmósfera y los ecosistemas marinos globales, siendo una medida de la variabilidad de la SST en el Pacífico norte (Deser et al., 2010) la cual varía en periodos interanuales y multidecadales. El debilitamiento (fortalecimiento) del SAMS antes (después) de 1976 se atribuye a esta oscilación climática (PDO) (Kayano y Andreoli, 2007).

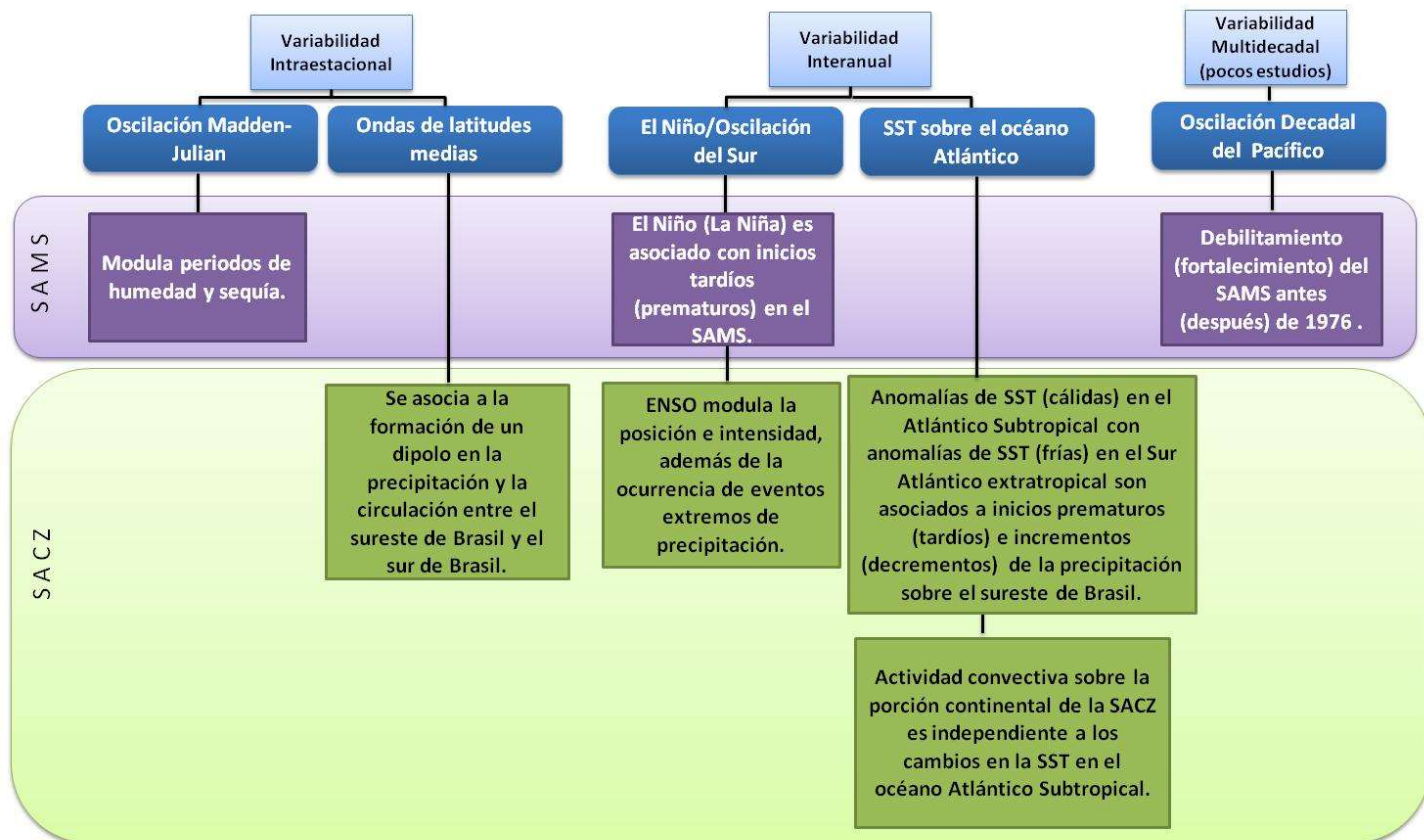


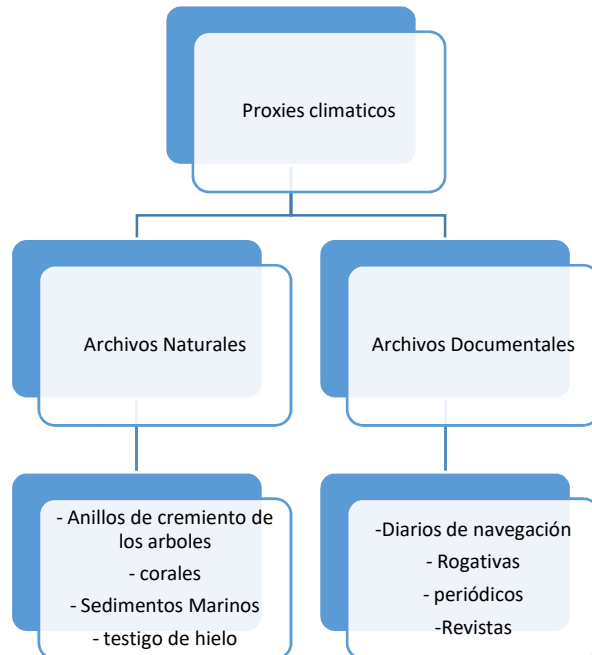
Figura 6. Oscilaciones climáticas asociadas al SAMS y la SACZ

## 1.1.2. Reconstrucción del clima

Los registros instrumentales de ciertas variables climáticas, como la precipitación o la temperatura superficial del mar, constan de períodos de tiempo relativamente cortos si se pretende estudiar, por ejemplo, las oscilaciones climáticas de baja frecuencia (oscilaciones multidecadales) que impactan en una región. En algunas regiones, como en los océanos, la escasez de mediciones es abundante hasta mediados del siglo XX, lo que obliga a buscar otro tipo de datos para analizar el clima del pasado.

Para reconstruir variables climáticas en aquellos periodos en los que no existen registros instrumentales, es necesario realizar un análisis indirecto mediante un “proxy”. “Un proxy es un indicador climático indirecto, es un registro cuya interpretación, basada en ciertos principios físicos y biofísicos, permite representar un conjunto de variaciones relacionadas con el clima en tiempos pasados” (Stocker et al., 2013).

En función de la procedencia de los datos, podemos dividir los proxies climáticos en dos grandes grupos como se indican en la figura 7.



**Figura 7. Clasificación de los proxies climáticos según su procedencia**

Los proxies obtenidos de “Archivos Naturales” (por ejemplo: sedimentos marinos, fósiles, testigos de hielo o anillos de crecimiento de árboles) proporcionan series largas y

homogéneas pero con baja resolución temporal. Aunque antes de los modelos de circulación general (GCM, por sus siglas en inglés), los proxies de fuentes naturales eran las únicas evidencias climáticas en espacios de millones de años, ya que no se contaba con otra base de datos para reconstruir la climatología en estos periodos de tiempo.

Los proxies naturales proporcionan información útil para explicar procesos locales, regionales o eventos climáticos particulares que los GCM no pueden reconstruir fácilmente (Mock y Shinker, 2016). A diferencia de los proxies naturales, los proxies obtenidos de archivos documentales pueden llegar a tener una resolución incluso diaria (Brázdil et al., 2010; Barriendos et al., 2002), y la reconstrucción del clima mediante registros históricos documentales puede ser muy útil para analizar el comportamiento de un parámetro climático por un periodo mayor al conocido en la actualidad.

Un tipo de proxy basado en archivos documentales es el obtenido a partir de diarios de navegación, que cuentan con abundantes evidencias meteorológicas de siglos pasados debido a que las embarcaciones estaban atentas a variables como dirección y rapidez del viento, ya que de esto dependía el futuro de la tripulación, proporcionando registros en muchos casos a escala diaria (Brázdil et al., 2010; Barriendos et al., 2002).

Se ha obtenido información sobre las condiciones meteorológicas en el mar gracias a los diarios de navegación desde aproximadamente el siglo XVI, cuando comenzaron a registrarse de manera continua tales observaciones, permitiendo reconstruir series del clima pasado y realizar estudios climáticos (Barriopedro et al., 2014) principalmente en regiones oceánicas de diversos monzones, debido a que el viento del océano transporta humedad a continente, principalmente en la estación monzónica.

En los diarios de navegación existen registros de la dirección del viento medidos con brújulas de 16 o 32 puntos, que pueden considerarse como observaciones instrumentales sin variación desde sus primeros registros, ya que la brújula no ha cambiado a lo largo de estos siglos. Mientras que los registros históricos de la magnitud del viento fueron usualmente tomados por estimación en sus primeros registros, debido a que se usaban escalas cualitativas, y posteriormente por instrumento (Gallego et al., 2015; Barriopedro et al., 2014).

La base de datos "International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set" recopila información climática a escala diaria en una malla regular de 2° X 2° de latitud y longitud desde 1662 y de 1° x 1° desde 1960, con datos basados principalmente en registros de

barcos con variables como temperatura superficial, dirección y magnitud del viento (Freeman et al., 2017). Respecto a bases de datos climáticos elaborados a partir de datos instrumentales, una de las más extensas es la “Red Histórica Climatológica Global” (GHCN, por sus siglas en inglés) que consiste en observaciones mensuales superficiales de temperatura a partir de aproximadamente 7000 estaciones y con registros que datan de hace 175 años (Peterson y Vose, 1997)

## 1.2. Antecedentes

Una herramienta útil para el estudio de las variaciones del clima en una región suele ser la construcción de índices climáticos. En el caso de los sistemas monzónicos, existen muchos índices basados en el viento que son especialmente provechosos para caracterizar la precipitación, ya que los vientos persistentes en niveles inferiores de la troposfera suelen ser la fuente de humedad de los diversos monzones. Concretamente, para estudiar la variabilidad del SAMS se han definido los siguientes índices:

- El índice de gran escala del Monzón de Sudamérica (LISAM, por sus siglas en inglés), un índice multivariable basado en precipitación, humedad, temperatura del aire y viento zonal y meridional a 850hPa para el periodo 1979-2005 en la región 0°-40°S y 65°W-20°W. Este índice es continuo en el tiempo y por lo tanto está definido para las estaciones seca y húmeda, exhibiendo variaciones sinópticas a escala intraestacional e interanual (da Silva y Carvalho, 2007).
- El índice de cizalladura del viento meridional (MWSI, por sus siglas en inglés), calculado mediante la diferencia del viento meridional entre los niveles de 850 y 200hPa promediado sobre el noreste de Brasil (40°W-30°W y 10°S-5°S), para el periodo 1979-1997. El MWSI está asociado con la celda de Hadley a nivel regional, que es responsable de la convección y determina la variabilidad del monzón (Gan et al., 2006).
- El índice de cizalladura del viento zonal (ZWSI, por sus siglas en inglés) que se define como la diferencia del viento zonal entre los niveles de 850 y 200hPa sobre la región comprendida entre 60°W-50°W y 15°S-10°S, y calculado para el periodo 1979-1997 (Gan et al., 2006).



- El índice de viento zonal a 850hPa (850ZWI, por sus siglas en inglés), definido para el principio (fin) de la estación lluviosa como la primera ocurrencia de vientos del oeste (vientos del este) a 850hPa a lo largo de 60°W y 10°S-20°S, para el periodo 1979-1997. Este índice ha mostrado que el flujo de vientos húmedos y cálidos de niveles bajos provenientes del Amazonas es primordial para la precipitación en el centro-oeste de Brasil, además de representar la variabilidad intraestacional (Gan et al., 2006).
- El índice de viento zonal y meridional a 850hPa (UVI, por sus siglas en inglés) definido como la suma del viento zonal y meridional a 850hPa promediada en la región 65°W-60°W y 25°S-20°S. El UVI está relacionado con el cambio de circulación. El índice ha mostrado que el flujo de vientos húmedos y cálidos de niveles bajos provenientes del Amazonas es primordial para la precipitación en el centro oeste de Brasil, además de representar la variabilidad intraestacional (Gan et al., 2006).
- Ma et al. (2011) examinaron los mecanismos de la precipitación con la elaboración de un índice basado en los promedios del viento zonal a 850hPa usando salidas de un modelo atmosférico de circulación general acoplado a un modelo de vegetación y un índice basado en el viento a 850hPa a partir de datos de reanálisis. Ambos índices fueron calculados sobre el este de Brasil y la SACZ (20°S-10°S y 55°W-40°W) para el periodo 1979-2005 y mostraron que los eventos de convección débil (fuerte) tienden a ocurrir junto con flujos de bajo nivel más fuertes (débiles) sobre la SACZ.

Los índices MWSI, ZWSI, 850ZWI y UVI fueron calculados con modelos de circulación general a nivel de 850hPa para identificar el principio y fin de la estación húmeda y analizar la variabilidad estacional sobre el centro oeste de Brasil (Gan et al., 2005) para el periodo 1979-1997.

Como se observa en los párrafos anteriores, todos los índices empleados hasta ahora para caracterizar el SAMS comienzan en 1979, que es la fecha de inicio de la era satelital.

Sin embargo, en lo que respecta a la escala temporal de siglos, es poco lo que se sabe de la variación del SAMS en el pasado. Como se ha mencionado en la sección anterior, la base GHCN proporciona observaciones superficiales de precipitación y temperatura para América del Sur desde 1851. GHCN cuenta con mayor cantidad de datos de precipitación que de temperatura superficial; a pesar de esto, las mediciones de precipitación son

escasas y sin suficiente densidad de datos hasta mediados del siglo XX (Giddings L. y Soto M., 2006). También existe la “Red de Precipitación diaria de América del Sur” que fue realizada por Liebmann et al. (2005) y presenta una base de datos basada en mediciones instrumentales sobre Sudamérica a partir de estaciones meteorológicas desde 1940, debido a que al principio de la serie no se contaba con suficiente densidad de datos, los valores fueron estimados.

Debido a que no existe un estudio previo para periodos de tiempo prolongados, nos hemos dado a la tarea de realizar un índice que pueda aportar una serie más larga que las actuales y que se relacione con la precipitación sobre la SACZ. Para ello, la presente tesis posee como antecedentes directos una serie de índices basados en la dirección del viento procedente de la base de datos ICOADS que, como se mencionó anteriormente, ofrece datos superficiales en el océano para los pasados tres siglos, contando con las primeras observaciones desde 1662.

El primer trabajo en el que se emplea la metodología propuesta consistió en el desarrollo de un índice instrumental (considerando los datos de las brújulas como instrumentales) a escala mensual basado en la persistencia de los vientos del oeste en el Canal de la Mancha para el periodo 1685-2008 (Barriopedro et al., 2014), siendo el índice más extenso de circulación del Atlántico Norte construido a partir de observaciones meteorológicas directas. Dicho índice y el índice de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), son índices de circulación complementarios, debido a que comparten algunas similitudes. El índice direccional puede ser explotado para comprender mejoras en las anomalías climáticas del pasado, dependiendo de la región y la variable considerada, además de captar anomalías de temperatura sobre Groenlandia, las islas Británicas y, en función de la estación, también en diferentes regiones de Europa.

Posteriormente, se ha visto que estos índices son de gran utilidad para reconstruir la precipitación de los monzones, puesto que la intensificación de los vientos sobre el océano es la principal fuente de humedad hacia el continente. Se han calculado diversos índices direccionales para reconstruir la señal monzónica de la precipitación, como un índice de vientos del suroeste en el océano Atlántico que reconstruye la precipitación del Sahel (Gallego et al., 2015), y un índice que representa la circulación del oeste en el mar Arábigo y que ha demostrado ser un excelente indicador del inicio del monzón de la India (Ordoñez et al., 2016). Además, un índice para el oeste del Pacífico Norte llamado índice del monzón del oeste del Pacífico Norte que extiende la serie anterior (Índice del

monzón de verano para el oeste del Pacífico Norte) y ha mostrado impacto de la precipitación, por ejemplo, en Filipinas (Vega et al., 2016). Finalmente se ha desarrollado un índice para el monzón Australiano aportando la serie más larga de precipitación disponible, además de proporcionar información sobre la tendencia del monzón en los últimos 60 años (Gallego et al., 2017).

### 1.3. Objetivos

La variabilidad del SACZ afecta el clima del sureste de Brasil, una de las zonas con mayor densidad de población del continente, por lo que su estudio es primordial debido a sus impactos socioeconómicos (Carvalho, 2016). Además, se ha visto que las oscilaciones climáticas multidecadales pueden ejercer importantes efectos en la precipitación del monzón Sudamericano, pero estos efectos están poco estudiados probablemente por falta de series de datos de precipitación suficientemente largas.

Por estos motivos se ha planteado la posibilidad de usar mediciones instrumentales de dirección del viento procedentes de la base de datos ICOADS para inferir la precipitación monzónica en la SACZ y así reconstruir dicha precipitación hasta donde los datos de viento lo permitan. Para ello nos hemos basado en trabajos previos, concretamente en el Índice Africano de viento del Suroeste elaborado por Gallego et al. (2015).

El objetivo principal de este trabajo es reconstruir la precipitación sobre la SACZ a partir de datos históricos de la dirección del viento. Este objetivo general se ha dividido en dos objetivos específicos:

- a. Desarrollar un índice instrumental de dirección del viento como proxy de la precipitación del SACZ.
- b. Analizar la capacidad del índice direccional para caracterizar otras variables climáticas asociadas al monzón de Sudamérica.

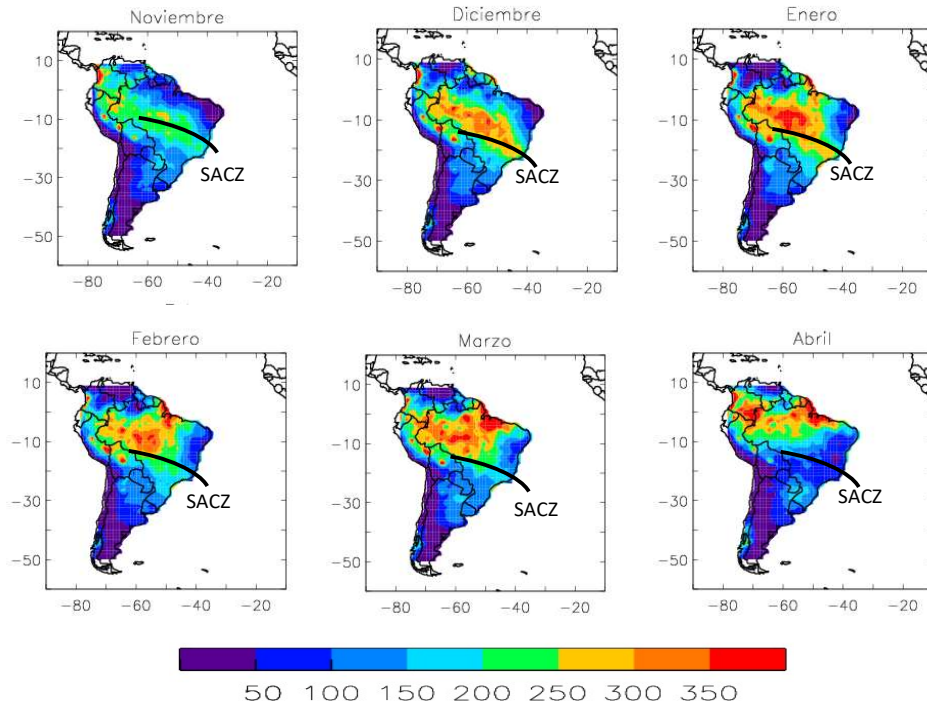


## 2. METODOLOGÍA Y DATOS

### 2.1. Pruebas iniciales y selección de la zona de estudio

La región del SAMS, *a priori*, parece ser demasiado amplia para reproducir su precipitación a partir de un mismo índice y, por tanto, se decidió seleccionar una región de estudio más reducida. Para ello, y con la finalidad de identificar las zonas con mayor precipitación de la región monzónica, se generaron mapas de precipitación media mensual para los meses de noviembre a abril (fase húmeda del monzón), cubriendo toda la región del SAMS, a partir de los datos de precipitación disponibles en la base de datos del Centro Climático de Precipitación Global (GPCC, por sus siglas en inglés) (figura 8). La base GPCC ofrece información basada en más de 70,000 estaciones meteorológicas alrededor del mundo para el periodo 1901-2010 (versión v6) y verificada con datos de sensibilidad remota (por ejemplo: satélite y radar) (Becker et al., 2013). La información está disponible en distintos tamaños de malla, en este caso hemos usado concretamente la malla de  $1^\circ \times 1^\circ$ .

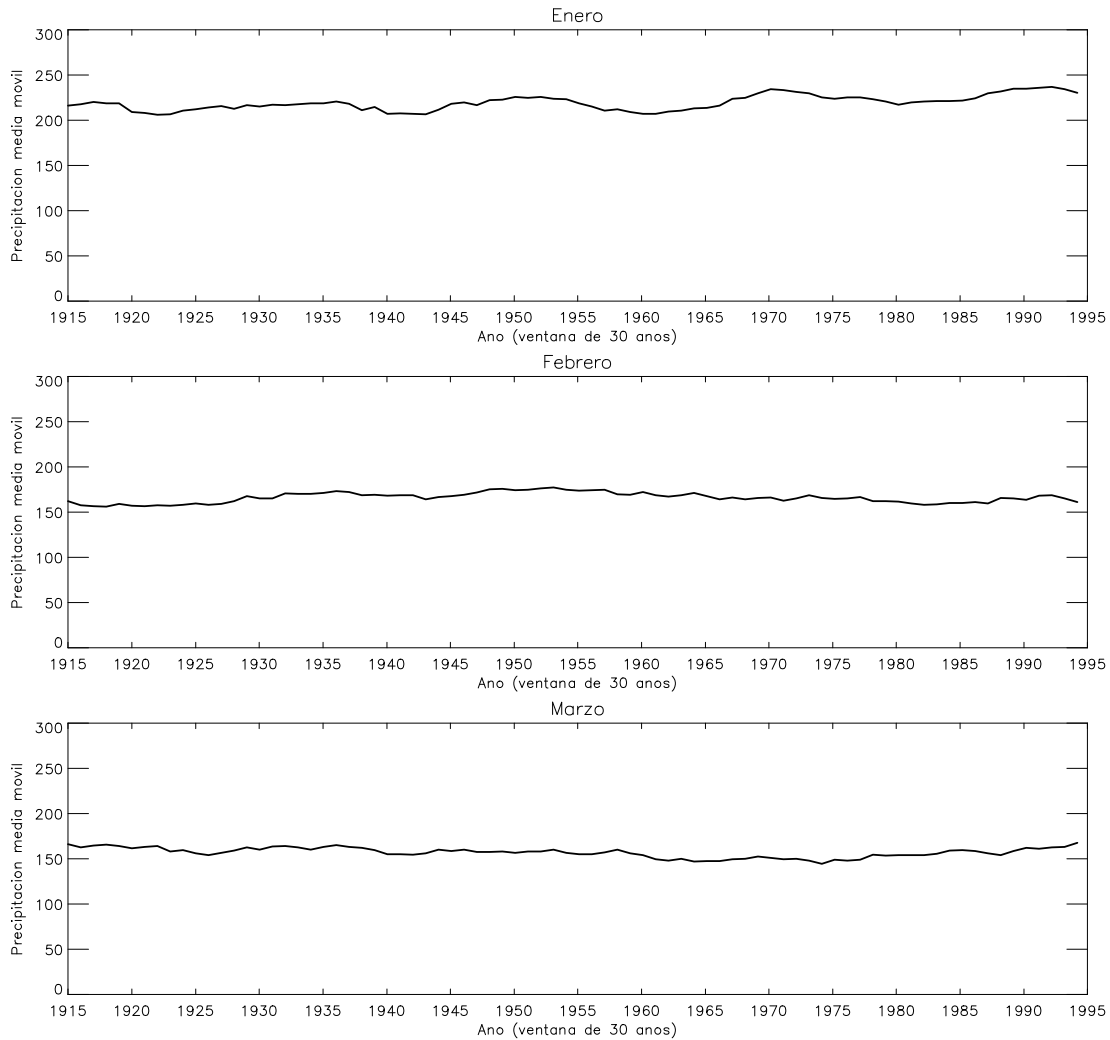
En el centro del subcontinente Sudamericano se observa que el corazón del monzón es la zona con mayor precipitación durante la fase húmeda (diciembre, enero y febrero). Aunque en marzo se observó una zona más amplia con mayor precipitación sobre el centro de Brasil comparada con febrero. La zona norte de Brasil y la SACZ experimentan un incremento de precipitación en la fase madura, siendo las zonas con mayor precipitación de todo el sistema monzónico. La precipitación en la SACZ inicia en el mes de diciembre y se debilita paulatinamente hasta su extinción (abril).



**Figura 8. Precipitación media mensual (mm/mes) del monzón de Sudamérica (con datos del GPCC para el periodo 1901-2013)**

Aunque en la base de datos del GPCC se cuenta con información desde 1901, la cobertura de observaciones es escasa en muchas regiones, como es el caso de Sudamérica (Giddings y Soto, 2006 y Liebmann et al., 2005), por lo que se calcularon las medias móviles de la precipitación en periodos de 30 años para observar si los datos de precipitación son estables en el tiempo (figura 9).

Los resultados de las medias móviles arrojaron valores relativamente constantes sobre todo el periodo, por lo que se concluye que la precipitación es estable en el tiempo.

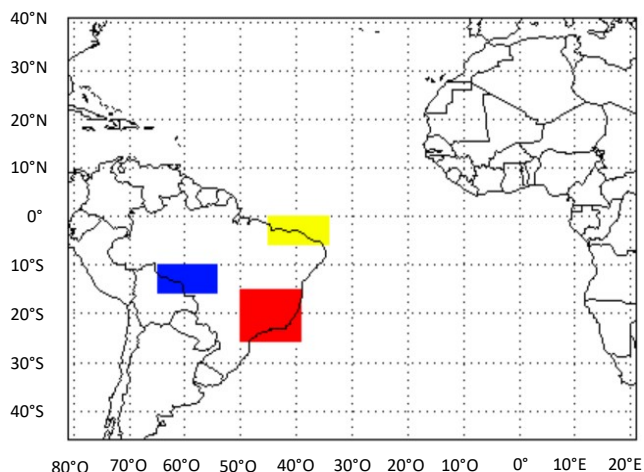


**Figura 9. Medias móviles de precipitación (mm) de la base GPCC con ventanas de 30 años para el periodo 1901-2010.**

Para identificar la zona en la que se maximiza la correlación entre la precipitación monzónica y la circulación del viento en cierta dirección, se elaboró un índice direccional análogo al que se pretende calcular con la base de datos ICOADS, pero con datos de reanálisis provenientes de la base de datos del Centro Nacional de Predicción Ambiental y del Centro Nacional de Investigación Atmosférica (NCEP-NCAR, por sus siglas en inglés) (Kalnay et al., 1996) segmentando todas las direcciones posibles en ocho cuadrantes. Estos ocho índices direccionales se correlacionaron con la serie de precipitación que se pretende representar para comprobar si la región es la más adecuada para reconstruir su precipitación a partir de un índice direccional. Las regiones con lluvia a reconstruir fueron elegidas por su incremento de precipitación en el verano austral (figura 10); al principio se probó el corazón del monzón ( $65^{\circ}\text{W}$ - $55^{\circ}\text{W}$ ,  $10^{\circ}\text{S}$ - $15^{\circ}\text{S}$ ) (color azul), que



cuenta con la mayor precipitación, posteriormente, el norte de Brasil (45°W-35°W, 0°S-5°S) (color amarillo), siendo la segunda zona con mayor incremento de precipitación y finalmente la SACZ (50°W-40°W, 15°S-25°S) (zona definida por Raia et al, 2008) (color rojo). El periodo de tiempo utilizado es desde 1948 hasta 2010, periodo común entre las dos bases de datos empleadas.



**Figura 10. Distintas zonas que cuentan con una elevada precipitación dentro del SAMS. El corazón del monzón (65°W-55°W, 10°S-15°S) (color azul), el norte de Brasil (45°-35°W, 0°S-5°S) (color amarillo) y la SACZ (50°W-40°W, 15°S-25°S) (color rojo).**

Los coeficientes de correlación por punto de malla entre el índice direccional con datos de reanálisis y la precipitación en el corazón del monzón, al igual que el norte de Brasil se muestran en las figuras 11 y 12, respectivamente. En las figuras solo se muestran los valores para la dirección con mayor correlación (dirección norte), y las zonas de precipitación continental están marcadas con un recuadro rojo. Ambas figuras muestran las zonas con correlaciones positivas en tonalidades verdes a rojas y zonas de anticorrelación en tonalidades de violeta a azul claro.

En el caso de la zona situada sobre el corazón del monzón (figura 11), la mayor correlación entre la precipitación y el índice direccional considerando viento del norte en el océano Atlántico adyacente es de -0.3, para los meses de enero y diciembre dentro de la temporada húmeda. En el caso de la zona situada al norte de Brasil (figura 12), se encuentran pequeños valores positivos ( $r=0.3$ ) durante casi todos los meses de la estación húmeda. En ambos casos las correlaciones son bajas si deseamos reconstruir la precipitación por medio de un índice direccional.

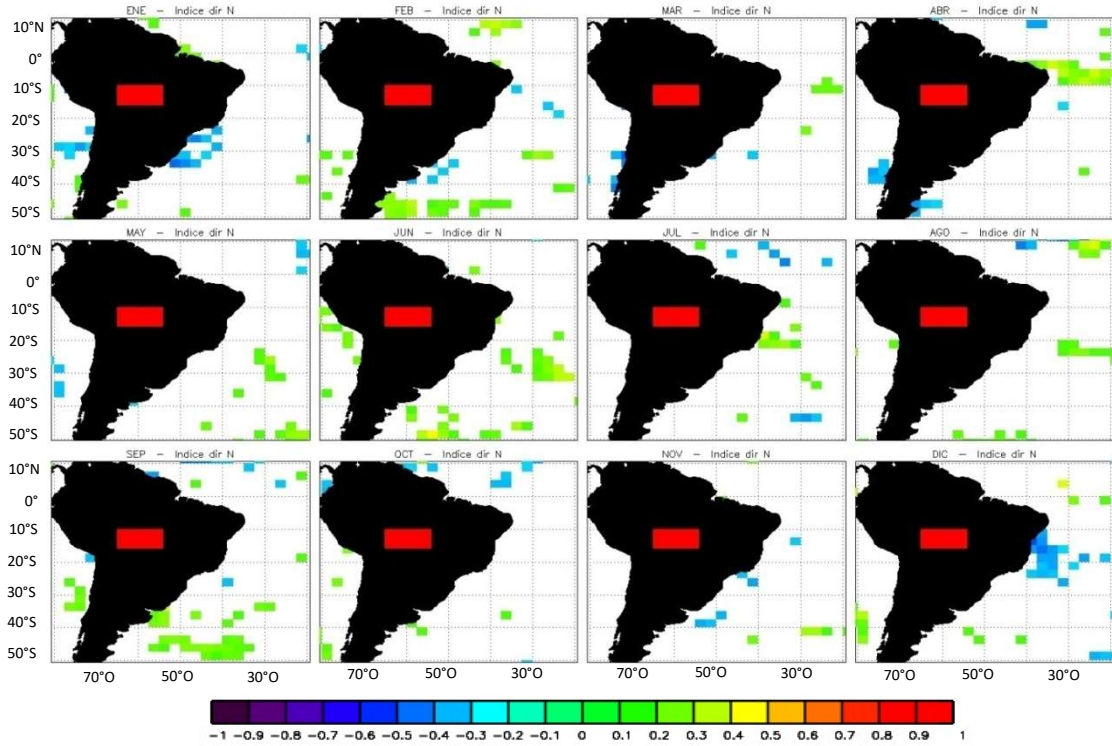


Figura 11. Correlaciones entre la precipitación en la región del corazón del SAMS y el índice direccional con datos del NCEP/NCAR para la dirección norte.

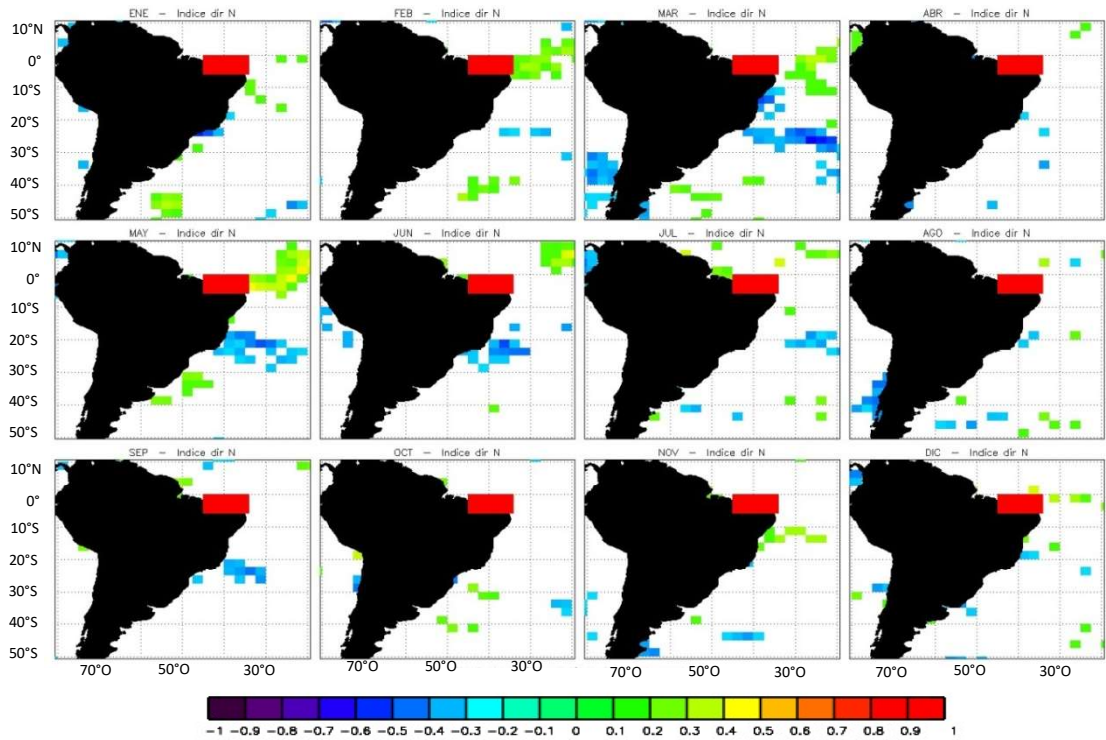
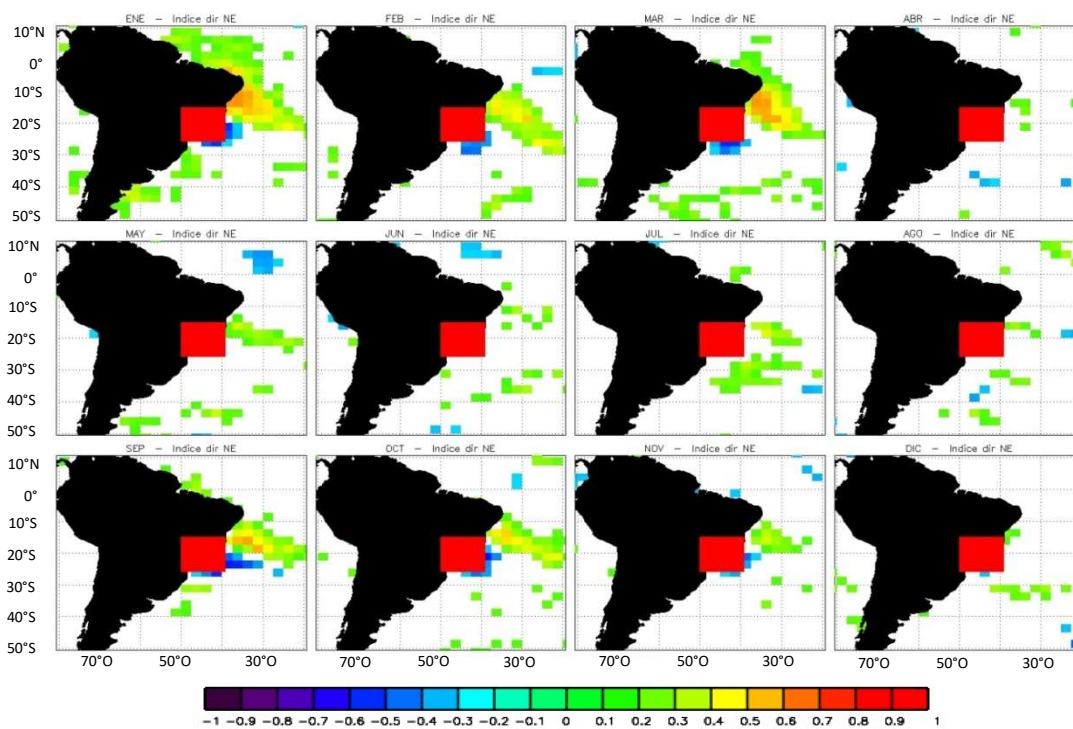


Figura 12 Correlaciones entre la precipitación en el norte de Brasil y el índice direccional con datos del NCEP/NCAR para la dirección norte.

Debido a que ni el norte de Brasil ni el corazón del monzón Sudamericano son áreas adecuadas para la construcción de un índice direccional, se prueba con la SACZ, ya que también cuenta con un incremento de precipitación en el verano austral. Las correlaciones entre la precipitación en la SACZ y el índice direccional considerando viento del noreste, se muestran en la figura 13.



**Figura 13. Correlaciones entre la precipitación en la región de la SACZ y el índice direccional con datos del NCEP/NCAR para la dirección noreste.**

Los resultados muestran que la SACZ (recuadro rojo) obtuvo la correlación más elevada entre la precipitación y la dirección del viento para la dirección noreste (NE), con valores mayores a 0.6 en ciertos casos, por lo que esta zona fue determinada como nuestra zona de estudio.

## **2.2. Elaboración de un índice direccional para reconstruir la precipitación de la SACZ**

Una vez determinada la precipitación a reconstruir, sobre la SACZ, se crea un índice direccional basado en la persistencia de vientos con dirección noreste usando la base de datos ICOADS. Se ha probado que la variación de frecuencia de observaciones de dirección del viento para determinadas zonas del mundo y durante cierta temporada está relacionada con la velocidad del viento (Ordoñez et al., 2016), aunque esto no tiene porque ser general. Como se mencionó en la primera sección de este trabajo, los datos de la dirección del viento de la base de datos ICOADS se consideran instrumentales, mientras que la velocidad del viento anotada por los marineros se puede considerar en cierto modo subjetiva.

ICOADS es la base más completa de mediciones históricas meteorológicas tomadas por instrumento y están basadas principalmente en registros de barcos, buques y boyas. La base ICOADS versión 2.5 contiene aproximadamente 261 millones de mediciones, para el periodo 1662-2013. Las variables que incorporan son temperatura global superficial, dirección y magnitud del viento, presión, humedad, nubosidad con estimaciones de la interacción océano-atmósfera (Woodruff et al., 2011). Concretamente, en este trabajo se ha usado la base ICOADS versión 2.5 en formato RAW que contiene mediciones de dirección de viento en escala diaria.

Trabajos previos han demostrado que la base ICOADS nos permite elaborar un índice climático instrumental basado solo en la persistencia de vientos extraído de observaciones meteorológicas históricas de barcos, y que este tipo de índices son una buena herramienta para caracterizar la señal monzónica (Gallego et al., 2015).

En la figura 13 observamos que la mayor correlación entre la circulación sobre el océano y la precipitación de la SACZ se obtuvo al noreste de la SACZ, por lo que buscamos una parte del océano en esa zona que cuente con suficiente densidad de mediciones de barcos para poder reconstruir la precipitación durante periodos prolongados y la correlación con la precipitación sea máxima.

En Sudamérica la mayor densidad de datos existentes de dirección de viento marca una línea continua por toda la costa del océano Atlántico incrementándose a partir de 1830. La figura 14 muestra la densidad de datos en Sudamérica para el periodo de 1820 a

2010, donde se observa que la mayor concentración de datos se encuentra sobre la costa este de Brasil, con pocas rutas sobre las costas argentinas y el resto del subcontinente.

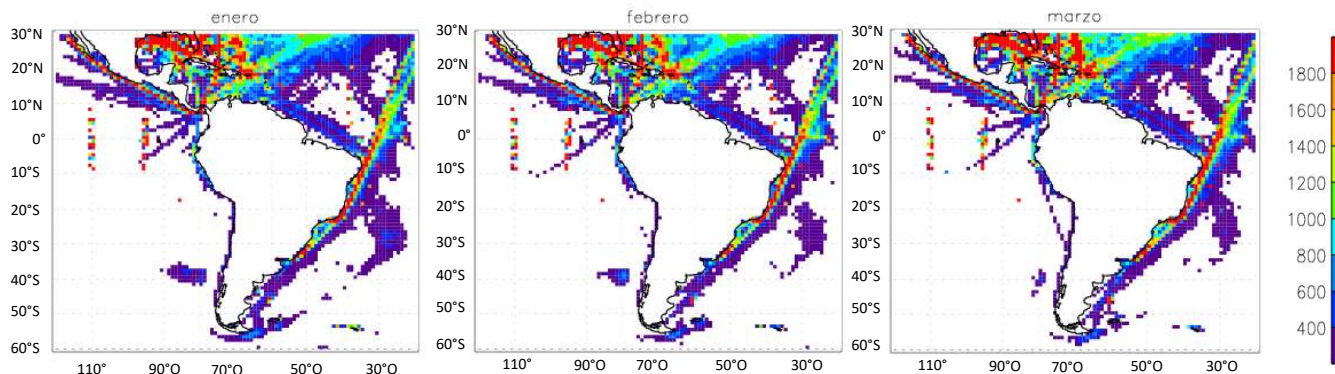


Figura 14. Cantidad de datos ICOADS para el periodo 1820-2010

Los datos de dirección del viento de la base ICOADS en la zona seleccionada (en nuestro caso, el sureste de Brasil) se separan en intervalos de ángulo (direcciones). Otorgamos un valor porcentual basado en la cantidad de mediciones diarias de dirección del viento en cada intervalo con respecto al total de mediciones ( $\%_{DD}$ ).

$$\%_{DD} = \frac{n_{md}}{n_{tm}} * 100 \quad (\text{Ecuación 1})$$

Donde:

$\%_{DD}$  = porcentaje de mediciones diarias en una dirección en particular

$n_{md}$  = número de mediciones diarias en la dirección deseada

$n_{tm}$  = número total de mediciones al día

Determinamos el mínimo porcentaje de observaciones diarias en una determinada dirección (*ejemplo*  $\%_{DD} \geq 20\%$ ,  $30\%$ ,  $40\%$ , *etc.*), para considerar un día con viento representativo en dicha dirección. Finalmente, el índice direccional ( $ID_{mensual}$ ) queda definido por un valor porcentual basado en el número de días con mediciones de cierta dirección ( $n_{dm}$ ) con respecto al total de mediciones ( $n_{tdm}$ ), como se muestra en la ecuación 2. Se requiere siempre una cantidad mínima de días al mes que cuenten con observaciones de dirección del viento (por ejemplo: 12, 15, 20 días).

$$ID_{mensual} = \frac{n_{dm}}{n_{tdm}} * 100 \quad (\text{Ecuación 2})$$

Donde:

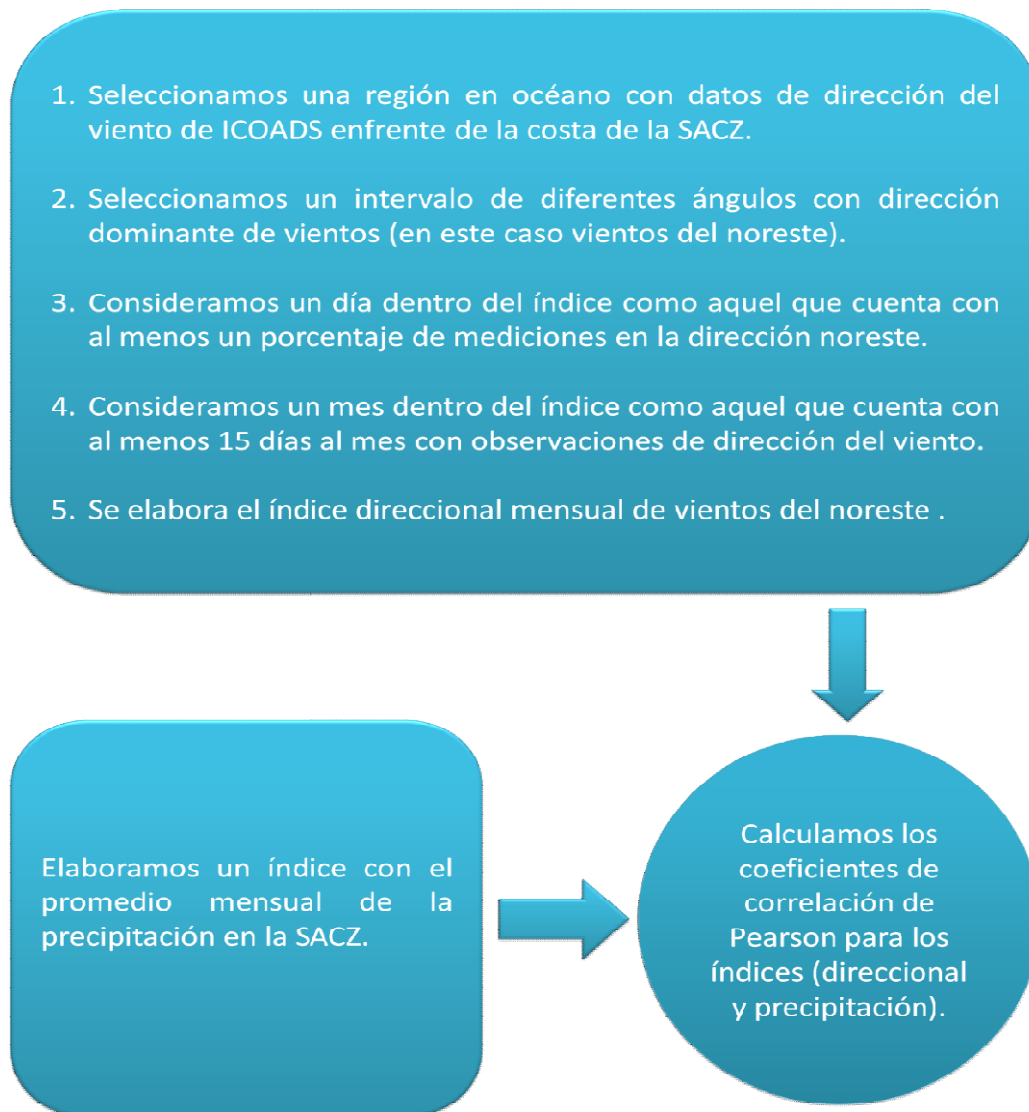
$ID_{mensual}$  = Índice direccional a escala mensual.

$n_{dm}$  = número de días con mediciones en cierta dirección.

$n_{tdm}$  = número total de días al mes con mediciones.

Como resultado se obtiene un índice direccional mensual de persistencia de viento que correlacionamos con la precipitación media mensual de la SACZ. Es necesario comentar que se ha realizado un análisis de sensibilidad a las dimensiones elegidas para representar la SACZ (50°W-40°W, 15°S-25°S) obteniendo correlaciones similares entre el índice direccional y la precipitación, por lo que se ha seleccionado la zona definida por Raia et al. (2008) como representativa de la SACZ. A continuación, calculamos un nuevo índice direccional con distintas especificaciones (cambiando los cuatro parámetros siguientes: zona elegida en océano, rango de ángulos para considerar viento del noreste, porcentaje de observaciones al día con dirección NE para considerar ese día como representativo de esa dirección y el número de días considerados al mes con mediciones de dirección del viento) y se realizan pruebas hasta encontrar el índice que maximiza la correlación con la precipitación sobre la SACZ.

La figura 15 muestra un diagrama de flujo de la metodología empleada basada en los estudios previos, principalmente la metodología descrita por Gallego et al., 2015. El diagrama muestra las condiciones que fueron cambiadas hasta encontrar un índice direccional que correlacionara lo mejor posible con la precipitación.



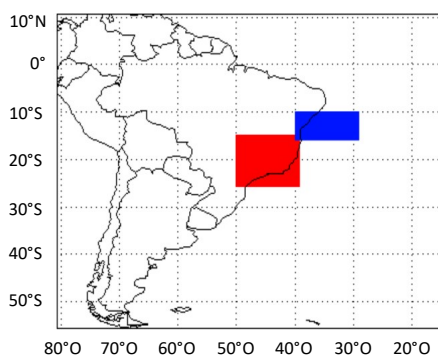
**Figura 15. Metodología empleada para la elaboración de un índice direccional.**

Finalmente, una vez obtenido el índice direccional como proxy de la precipitación, se probó si este índice reproduce la señal en otras variables distintas a la precipitación. Para ello, se consideraron: campos de viento, temperatura superficial del océano, transporte de humedad y temperatura superficial del aire, usando los datos de reanálisis de la base NCEP-NCAR.

### 3. RESULTADOS

#### 3.1. Índice direccional

Se elaboró un índice direccional mensual para la región localizada entre 10°S - 15°S y 40°W-30°W (cuadro azul en la figura 16), que maximiza la correlación con la precipitación de la SACZ (cuadro rojo en la figura 16) para los meses de enero, febrero y marzo, considerando el viento del NE como aquel que presenta la dirección comprendida en el intervalo 0°-67.5°.



**Figura 16. Zona definida para el índice direccional mensual (40°W-30°W, 10°S-15°S) (color azul) y zona de precipitación sobre la SACZ (50°W-40°W, 15°S-25°S) (color rojo), ambas zonas usadas para calcular el índice direccional.**

Pero, ¿cómo se define el índice mensual? En la Tabla 1 se muestran los diferentes porcentajes de mediciones de viento del noreste para considerar un día de viento del noreste dentro del índice y la correlación alcanzada entre el índice direccional y la precipitación en cada caso. Se observó que la correlación aumenta en los primeros porcentajes hasta llegar a un valor máximo, para posteriormente disminuir. También se muestra que los coeficientes de correlación se maximizan en diferentes porcentajes, por lo que consideramos un día de viento del noreste como aquel en el que al menos un porcentaje del 30% de las observaciones indica viento del noreste, por ser el porcentaje en donde los tres meses de estudio cuentan con una correlación alta, aunque en ciertos casos no es la máxima. Un mes dentro del índice es aquel que cuenta con al menos 15 días con mediciones de dirección de viento, por lo que se define el Índice direccional como *el porcentaje entre días con vientos del noreste y el total de días con mediciones de viento.*



**Tabla 1. Correlaciones de precipitación e índice direccional alcanzadas con diferentes porcentajes con viento del noreste por día.**

<i>porcentaje</i>	<i>enero</i>	<i>febrero</i>	<i>marzo</i>
10%	0.53	0.42	0.57
15%	0.62	0.50	0.61
20%	0.64	0.53	0.64
25%	0.61	0.57	0.68
30%	<b>0.61</b>	<b>0.55</b>	<b>0.72</b>
35%	0.61	0.52	0.70
40%	0.61	0.51	0.69
45%	0.60	0.52	0.70
50%	0.59	0.53	0.68
55%	0.57	0.48	0.62
60%	0.53	0.49	0.61
65%	0.42	0.48	0.59
70%	0.42	0.44	0.53
75%	0.41	0.43	0.52
80%	0.39	0.41	0.51

Las correlaciones alcanzadas entre el índice definido y la precipitación de la SACZ son de **0.61**, **0.55** y **0.72** para enero, febrero y marzo respectivamente, en el periodo 1948-2010 y ampliando el periodo desde 1901 hasta 2010 se alcanzaron coeficientes de correlación de 0.58, 0.52 y 0.57 para enero, febrero y marzo respectivamente.

Posteriormente el índice fue reconstruido para el periodo de 1850 a 2010 gracias a la cantidad de datos disponibles sobre el océano que permiten extender el alcance del índice a periodos históricos. En la figura 17 se observa la cantidad de mediciones hechas por embarcaciones sobre el océano en la zona de estudio para los meses de enero, febrero y marzo, y en la parte superior se muestra la suma de las mediciones para los tres meses. Se observa que el número de mediciones se incrementa a partir de 1880 y disminuye en 1889 aproximadamente, donde se encontró un descenso de mediciones que puede deberse al cambio de Imperio a República de Brasil; otra disminución se observa durante la primera guerra mundial (1914-1918), y una más alrededor de 1930, que se puede atribuir al periodo de la Revolución Brasileña.

El cuarto descenso, entre los años 1940 y 1948 aproximadamente, puede deberse a la ocurrencia de la Segunda Guerra Mundial.

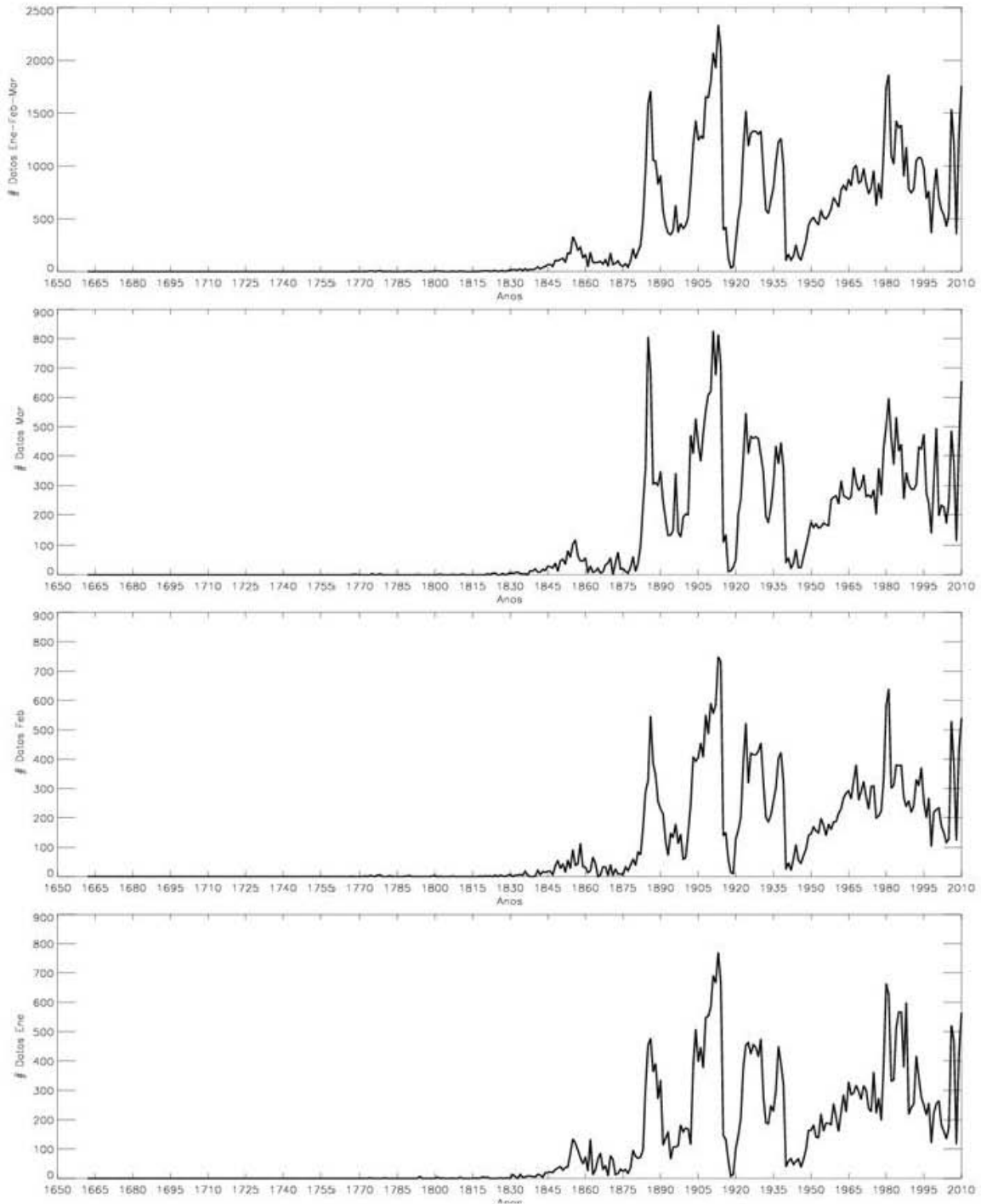
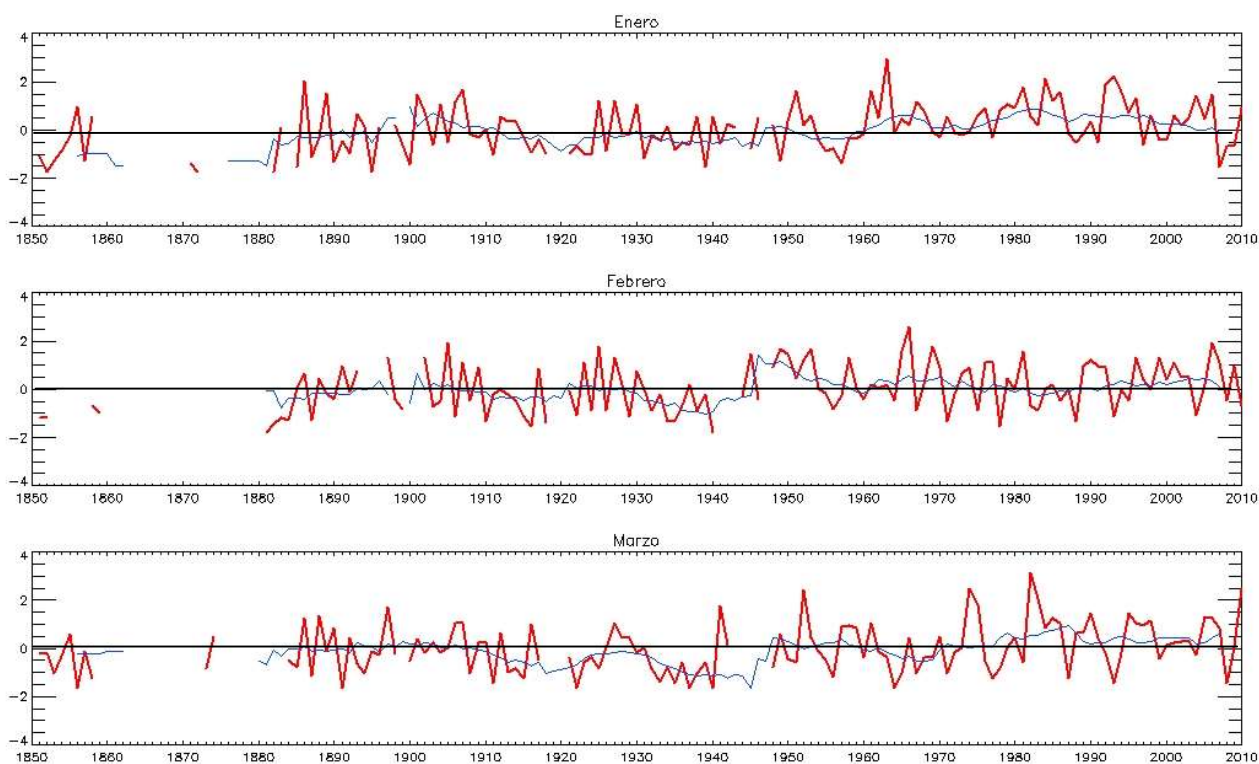


Figura 17. Numero de datos ICOADS en zona oceánica del índice direccional definido.

El índice direccional fue normalizado (Anexo I) mostrando variaciones interanuales. En la figura 18, se muestra el índice direccional normalizado (color rojo) para los meses de enero, febrero y marzo, respectivamente y la media móvil (color azul) en ventanas de 10 años para el periodo de 1850 a 2010. La media móvil en ventanas de 10 años muestra variaciones multidecadales, sin embargo, no son pronunciadas, esto puede deberse a que las oscilaciones que impactan sobre la SACZ son muy débiles o sus variaciones no son por periodos prolongados.

El índice no representa aumento (decremento) de valores en los tres meses al mismo tiempo, en cuanto a los valores mayores y menores, los tres meses de estudio cuentan con rango de valores similares. Las medias móviles representan un aumento para los meses de enero y marzo en los últimos años del índice, que no es tan notable para febrero.

Las interrupciones en el índice direccional, de al menos 20 años en el periodo desde 1860 hasta 1880, están relacionadas con la cantidad de datos disponibles, a pesar de que la base ICOADS empieza a incrementar sus observaciones en Sudamerica aproximadamente a partir de 1850.



**Figura 18. Índice direccional mensual normalizado (color rojo) y media móvil con ventanas de 10 años (color azul) para el periodo 1850-2010.**

La variación del índice direccional (color rojo) y la precipitación normalizada de la base GPCC (color verde) son mostradas en la Figura 19. El índice direccional es una aproximación indirecta de la precipitación, que representa variaciones similares con la precipitación, aunque para ciertos años se cuenta con comportamientos diferentes, en su mayoría las variaciones de ambos parámetros están bien relacionadas.

Al igual que el índice direccional, la precipitación no mostró un patrón similar en los tres meses de estudio, salvo para pocos años de estudio, por lo que podemos intuir que el índice se comporta de manera similar a la precipitación.

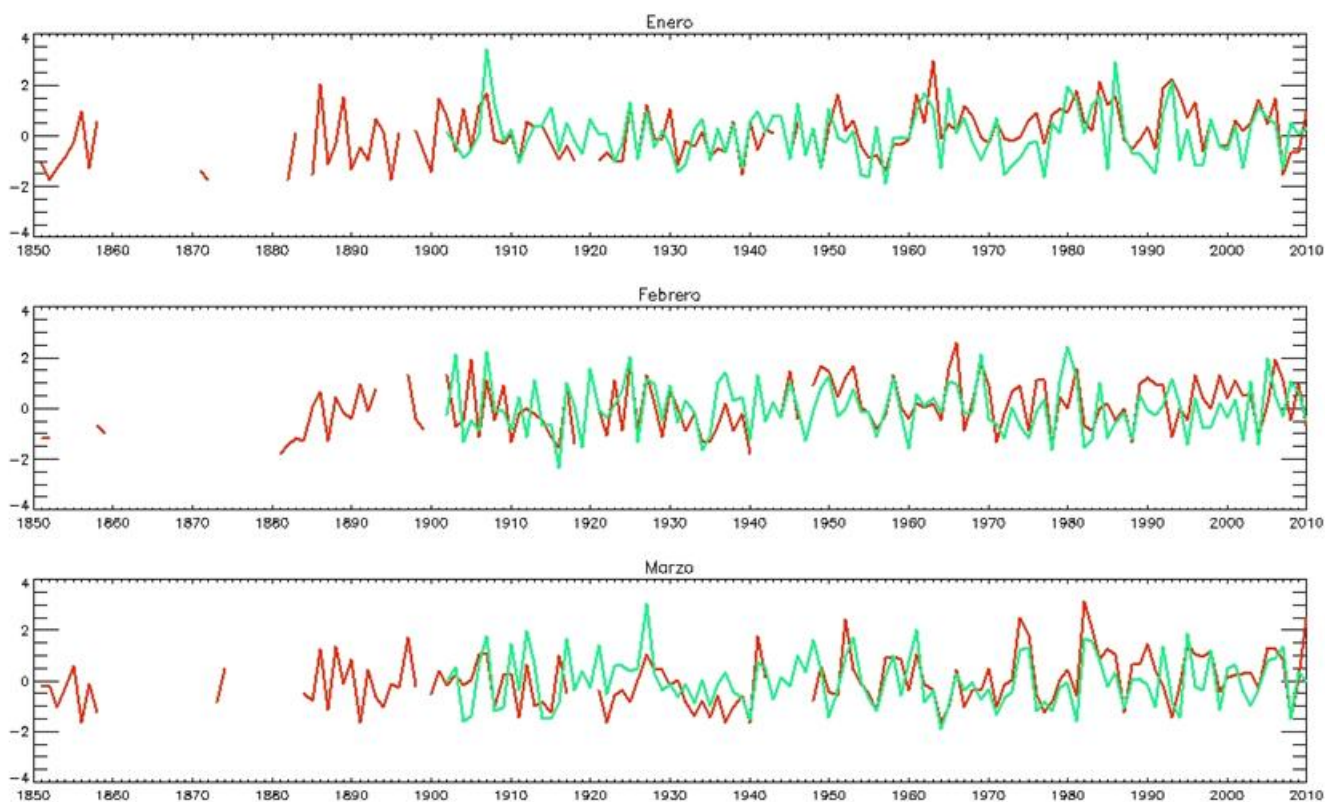
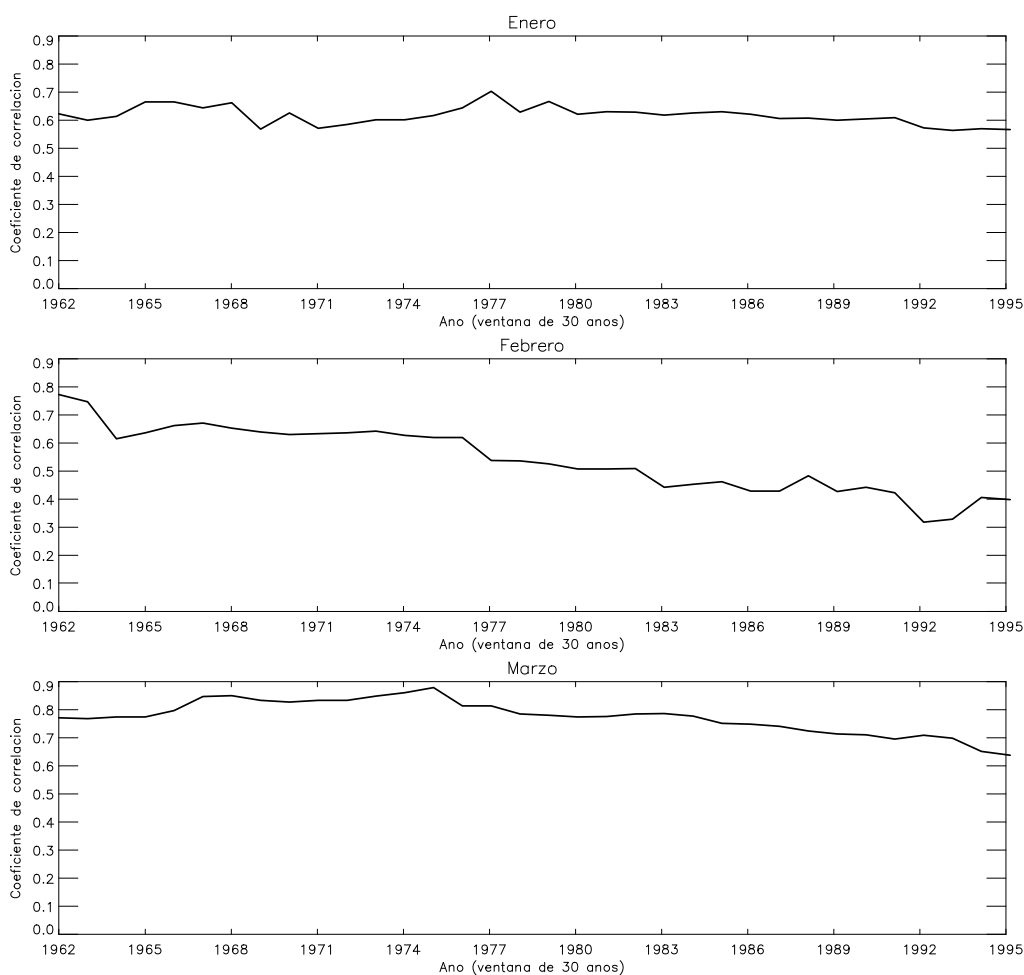


Figura 19. Índice direccional mensual normalizado (color rojo) y precipitación normalizada de la base GPCC (color verde) para el periodo 1850-2010.

### 3.2. Estabilidad del índice

En esta sección se muestra que, a pesar de que el 30% de los días es un porcentaje bajo para considerar vientos dominantes de una dirección, el coeficiente de correlación entre el índice obtenido y la precipitación se mantiene estable en intervalos de 30 años.

Se calcularon los coeficientes de correlación de Pearson en ventanas móviles de 30 años para el periodo de 1948 a 2010, como se observa en la figura 20. En el mes de enero el coeficiente de correlación toma un valor prácticamente constante de 0.65 oscilando sobre  $\pm 0.075$ ; en el mes de febrero el coeficiente de correlación tomó valores entre 0.65 y 0.45 presentando la mayor variación, con cambios de  $\pm 0.2$ . Finalmente el mes de marzo mostró fluctuaciones de  $\pm 0.125$  en torno al valor 0.75. En todos los meses de estudio solo hubo un cambio gradual en los valores de los coeficientes de correlación para el mes de febrero, a pesar de que los valores de la base GPCC se mantienen en el tiempo y los datos para este mes en la figura 17 (que muestra los datos ICOADS en la zona oceánica del índice) son similares a los otros meses. En consecuencia, podemos intuir que las correlaciones de la precipitación y el índice direccional en febrero no son estables en el tiempo. No se ha podido atribuir este cambio a ningún comportamiento asociado al SAMS o la SACZ, para este mes en particular, pero es un tema que se sigue investigando.



**Figura 20. Coeficientes de correlación entre la precipitación y el índice direccional en ventanas móviles de 30 años.**

Los coeficientes de correlación entre la precipitación y el índice direccional en ventanas móviles se mantienen sin grandes variaciones para enero y marzo, por lo que podemos considerar que el índice es estable a través del tiempo para ambos meses. Febrero a pesar de arrojar coeficientes de correlación aceptables, aún muestra deficiencias en su estabilidad.

### **3.3. Reconstrucción de la señal monzónica a partir del Índice direccional**

En la estación húmeda están presentes variables climáticas que varían conforme aumenta o disminuye la intensidad de la precipitación de la SACZ. Además, se sabe que una intensificación de la precipitación sobre la SACZ muestra desplazamiento de la misma al norte (sobre el sureste de Brasil). En esta sección, se analizan las variaciones que presentan algunas de las principales variables climáticas (temperatura superficial del mar, temperatura del aire, transporte de humedad y campos de vientos) con la intensidad del índice direccional elaborado como proxy de la precipitación. Se trata de comprobar que si el índice direccional puede reconstruir las variaciones climáticas asociadas a la intensidad de la precipitación sobre la SACZ.

Se muestran a continuación las anomalías de las siguientes variables climáticas mencionadas en el párrafo anterior. Para obtener las anomalías, el primer paso fue determinar los años en los que el valor del índice direccional se encontró por arriba (“años mayores”) o por debajo (“años menores”) de una desviación estándar de su valor medio para el período 1948-2010. Una vez determinados dichos años, se calcularon las diferencias entre los compuestos para “años mayores” y “años menores” correspondientes a cada variable (ecuación 3). Se ha tomado el periodo 1948-2010 debido a que en 1948 comienzan casi todos los reanálisis más fiables, basados en una mayor densidad de observaciones en comparación con periodos anteriores.

$$Anomalía_{variable\ climática} = A - B \quad (\text{Ecuación 3})$$

Donde:

A es el valor medio de los años mayores a una desviación estándar

B es el valor medio de los años menores a una desviación estándar

Para todas las anomalías se usaron 1000 repeticiones con método Bootstrap (Davison y Hinkley, 1997) para representar únicamente aquellas diferencias que son estadísticamente significativas a un nivel de significancia del 95%.

La tabla 2 muestra de forma ascendente los años mayores y menores a una desviación estándar del índice direccional normalizado a partir de 1948. Los valores con \* exponen años del índice que coinciden con eventos El Niño y los valores con \*\* exponen años del índice que coinciden con eventos La Niña, en ambos casos, el índice no sigue un patrón con ENSO para los años mayores o menores.

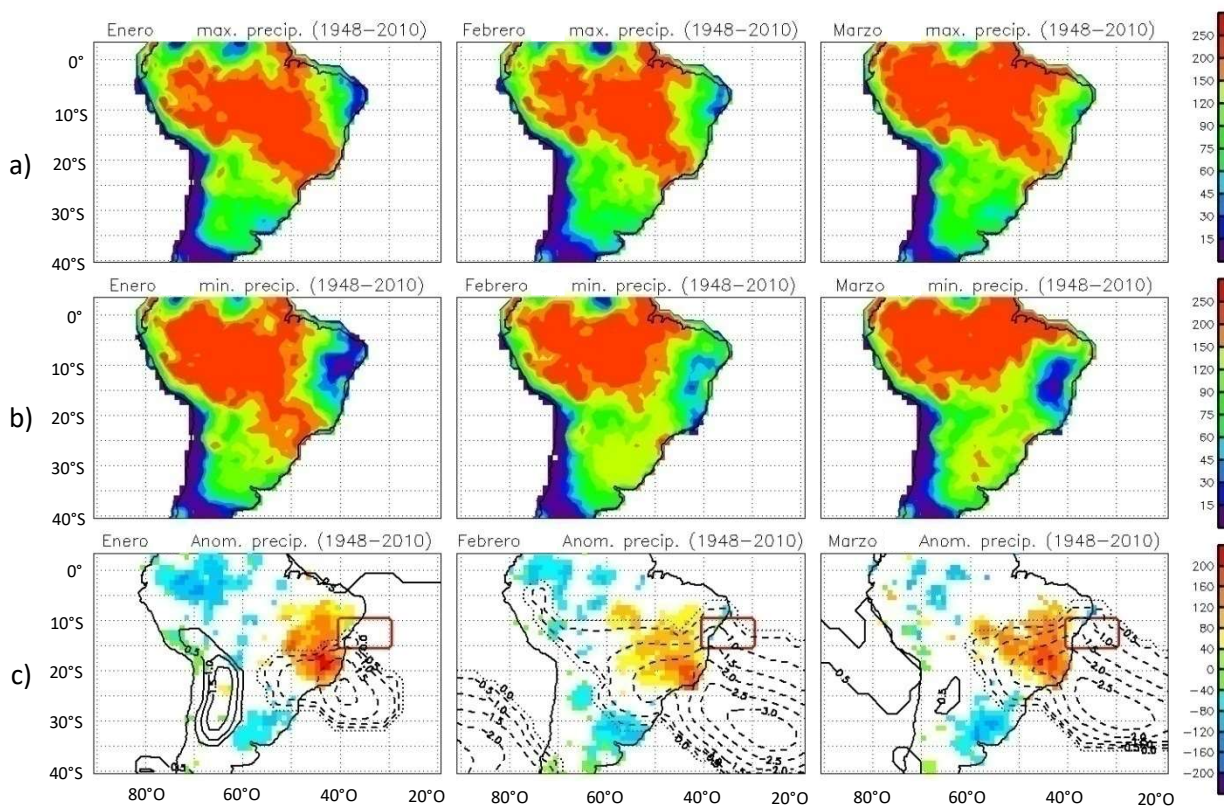
**Tabla 2. Años por arriba y por debajo de una desviación estándar del índice direccional normalizado. (\*) Representa años con eventos El Niño y (\*\*) años con eventos La Niña. Basado en ONI (índice oceánico de El Niño, por sus siglas en inglés) (Null, 2011).**

enero		febrero		marzo	
mayores	menores	mayores	menores	mayores	menores
1995*	2006**	1998*	1977*	2010*	1963
2003*	2010*	1957	1970*	1994	1992*
2005*	1956**	1995*	1987*	1989**	2007
1985**	1948	1949	2010*	1974**	1986
1993	1954*	1964*	1992*	1982	1976**
1950**	1955**	1980*	2003*	1951	1955**
1960	2008**	1948	1982	2009	1970
1980	2007*	1952*	1966*	1973	1966*
1991	1996**	1968**	1974**	1981	1964
1983*		2005*	1955**		1977
1992*		1965	1981		
1962			2009**		

### 3.3.1. Precipitación

La precipitación en la SACZ es el parámetro climático que nos interesa reconstruir con nuestro índice, por lo que se espera una señal positiva de anomalías dentro de la SACZ. Como se acaba de mencionar, se han tomado los valores mayores y menores a una desviación estándar del índice direccional normalizado para el periodo 1948-2010 y se representaron las anomalías de precipitación y presión superficial del mar (SLP, por sus siglas en inglés) sobre la SACZ, siguiendo la ecuación 3 (figura 21).

Los años mayores (figura 21a) mostraron mayor precipitación en el norte de Brasil, el corazón del monzón y la SACZ, como se había identificado anteriormente. Los años menores (figura 21b), presentan un patrón similar a los años mayores, aunque con mayores valores en el corazón del SAMS, y menores en la SACZ.



**Figura 21.** Mapa de la precipitación (mm/mes) para (a) años mayores y (b) años menores a una desviación estándar del índice direccional normalizado. (c) Anomalías de precipitación (colores), zona utilizada para elaborar el índice direccional (recuadro color rojo) y anomalías de presión superficial (hPa) (líneas negras continuas para valores positivos y discontinuas para valores negativos), ambas variables con 95% de significancia.



La figura 21c muestra las anomalías de precipitación y SLP con significancia del 95% y la zona en océano utilizada para elaborar el índice direccional (recuadro color rojo). El mes de enero mostró la mayor señal positiva en las anomalías de precipitación y la menor fue encontrada en febrero sobre la SACZ, que fue el mes que obtuvo el menor coeficiente de correlación entre el índice direccional y la precipitación en la SACZ. El sur de Brasil y Uruguay muestran valores negativos de anomalías, consistente con estudios previos, que muestran un dipolo de precipitación al sureste de Brasil (Nogués-Paegle y Mo, 1997; Ferreira y Gan, 2011). Otros valores negativos se muestran en la zona noroeste para enero y debilitado en febrero y marzo.

En la figura 21 se muestran también anomalías de SLP, las líneas segmentadas en negritas muestran anomalías negativas de presión. La línea punteada representa anomalía neutra y las líneas continuas anomalías positivas. En todos los meses de estudio se observan anomalías negativas de presión en la zona del SACZ y el océano Atlántico adyacente a la SACZ, siendo la región de menores anomalías de SLP en enero comparada con los meses de febrero y marzo, además febrero mostró la mayor región con anomalías negativas. En definitiva, en los tres meses se observaron anomalías de presión negativas, lo que corresponde a que en los años mayores del índice la presión es menor que en años menores, las anomalías de presión negativas pueden asociarse a anomalías ciclónicas de vientos, sobre la SACZ y el océano Atlántico adyacente.

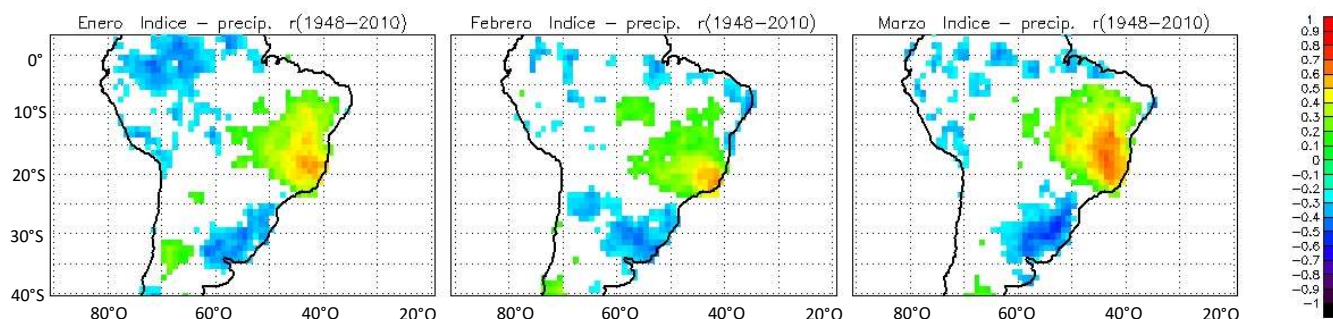
El mes de enero mostró sobre el Gran Chaco anomalías positivas de SLP, al igual que marzo, aunque las anomalías de SLP en marzo son muy débiles ambas circulaciones son asociados a circulaciones anticiclónicas. En febrero también se observaron anomalías negativas de SLP sobre el océano Pacífico extratropical asociados a circulaciones ciclónicas a pesar de que enero y marzo no mostraron este patrón.

En el índice se calculó con al menos el 30% de mediciones del viento con dirección noreste para considerar ese día del noreste. Este valor del 30% pudiera considerarse un valor relativamente bajo si se tiene en cuenta que en el ASWI debía existir al menos un 53% de observaciones de viento del suroeste para que ese día fuera del suroeste. Lo que nos lleva a pensar que la dirección del NE no es la dirección del viento dominante en esta zona del océano Atlántico. Más adelante se mostrará que el viento dominante es el viento zonal del este, viento que las anomalías ciclónicas mostradas en la figura 21 estarían debilitando. De hecho, existen antecedentes (ej. Ma et al., 2011) que demostraron que vientos débiles del este sobre el océano Atlántico son precursores de

eventos intensos de convección sobre continente que son acompañados de lluvia sobre el sureste de Brasil.

Si analizamos la relación de la precipitación por punto de malla en todo el SAMS con el índice direccional para el periodo 1948-2010, podemos observar las zonas donde correlaciona y anti-correlaciona sobre el Subcontinente, y comprobar de otra forma si el índice reproduce la precipitación en la región de la SACZ (figura 22). El índice también ha sido correlacionado con la precipitación promedio dentro de la SACZ, obteniéndose un valor de  $r=0.61$  para enero, de  $r=0.55$  para febrero y de  $r=0.72$  para marzo (ver tabla 1).

En la figura 22 se muestran los coeficientes de correlación al 95% de significancia por punto de malla sobre Sudamérica. El mes de marzo muestra valores más altos, seguido de enero y por último febrero, que corresponde con los valores de correlación mostrados en la tabla 1. También se muestra una anticorrelación en la zona sur de Brasil y Uruguay en todos los meses de estudio, asociado al dipolo de precipitación al sureste de Brasil. Además se observó que para el mes de enero el índice también anticorrelaciona al noroeste de Sudamérica, aunque en los dos meses posteriores se observen pocas zonas con anticorrelaciones significativas sobre esta región.



**Figura 22. Mapa de coeficientes de correlación entre la precipitación y el índice direccional para el SAMS al 95% de significancia.**

### 3.3.2. Temperatura superficial del mar

La temperatura del mar en superficie aumenta en menor grado que la temperatura en la superficie continental en verano, formando un gradiente de temperaturas del aire. El aire caliente en continente produce ascenso que obliga a las masas de aire húmedo provenientes de océano a desplazarse iniciando la estación monzónica. La SST es un parámetro climático indispensable para la formación de la precipitación monzónica por lo que ha sido uno de los parámetros climáticos a analizar con el índice direccional.

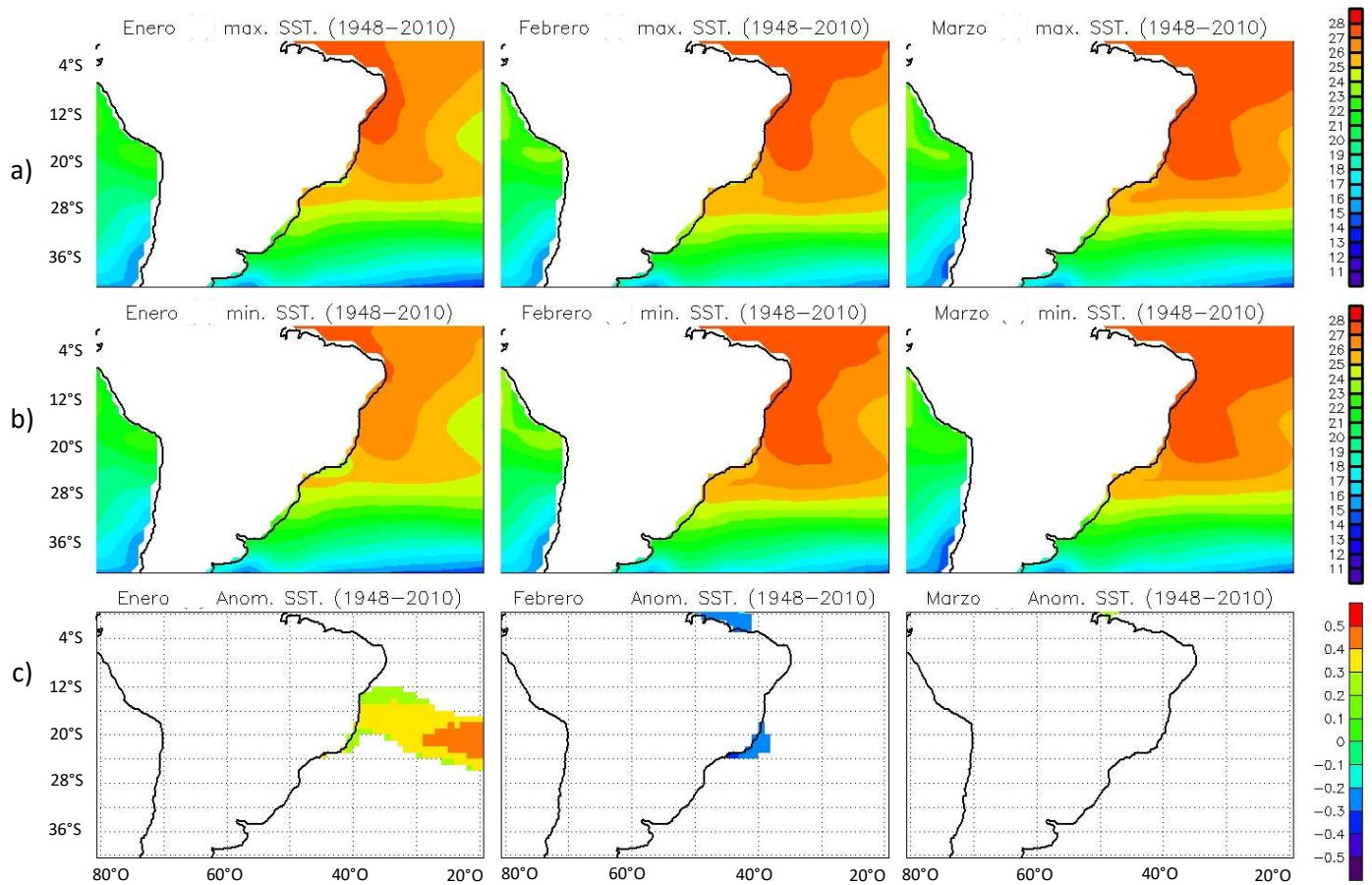
La SST se empezó a medir en barcos mediante termómetros de mercurio, actualmente se cuenta con datos más completos, que abarcan mediciones de boyas, barcos con termómetros más sensibles, modelos y satélite.

En la figura 23 se muestra la SST (°C) en los años mayores y menores a una desviación estándar del índice direccional, además de las anomalías con el índice direccional normalizado que fueron elaboradas siguiendo la ecuación 3. Aparentemente los años mayores (figura 23a) mostraron un comportamiento similar a los años menores (figura 23b) principalmente para marzo.

Las anomalías de SST (figura 23c), con significancia del 95%, mostraron valores positivos en el océano Atlántico para enero. Sin embargo, el mes de febrero mostró valores negativos al sur de la SACZ, sobre el océano Atlántico adyacente y el norte de Brasil, en ambos meses las regiones con anomalías significativas son pequeñas, sin embargo, marzo no presentó ningún valor significativo en océano.

Aunque sabemos que el comportamiento de la SACZ es complejo y que existen discrepancias entre varios estudios sobre la relación de la SST y la SACZ. Basado en el estudio de Rodríguez y Nobre (2003), que afirma que las anomalías positivas están asociadas a precipitaciones más intensas sobre la SACZ, esta afirmación sólo sería representada para enero, por lo que se podría pensar que nuestro índice no representa adecuadamente la SST, ya que en febrero sucede lo contrario y marzo no muestra ningún valor significativo. Sin embargo, Barreiro et al. (2002) prueban la SST como un parámetro para el forzamiento de precipitación en la SACZ, obteniendo que no exista tal forzamiento.

Otros estudios sobre la SST y su relación con la SACZ han asociado que las anomalías de temperaturas cálidas (frías) en la superficie del mar sobre el Atlántico Subtropical junto con anomalías de SST frías (cálidas) sobre el océano Sur Atlántico extratropical están asociadas a inicios tardíos (prematurados) y decrementos (incrementos) en la precipitación diaria sobre el sureste de Brasil en años neutros de ENSO, como el de Bombardi et al., (2014), por lo que el índice direccional no reproduce este comportamiento, tal vez, debido a que la relación de la SST y la precipitación puede ser más débil comparada con oscilaciones como ENSO.



**Figura 23. Mapa de la temperatura superficial del mar (°C) durante (a) años mayores y (b) años menores a una desviación estándar del índice direccional y (c) anomalías de SST al 95% de significancia.**

### 3.3.3. Temperatura del aire.

La temperatura del aire en superficie es un parámetro climático complejo debido a la radiación solar, capa nubosa y otros factores que influyen en ella. Las temperaturas en primavera y verano son las más altas del año sobre el SAMS, sin embargo, cuando hay presencia de lluvia la temperatura disminuye.

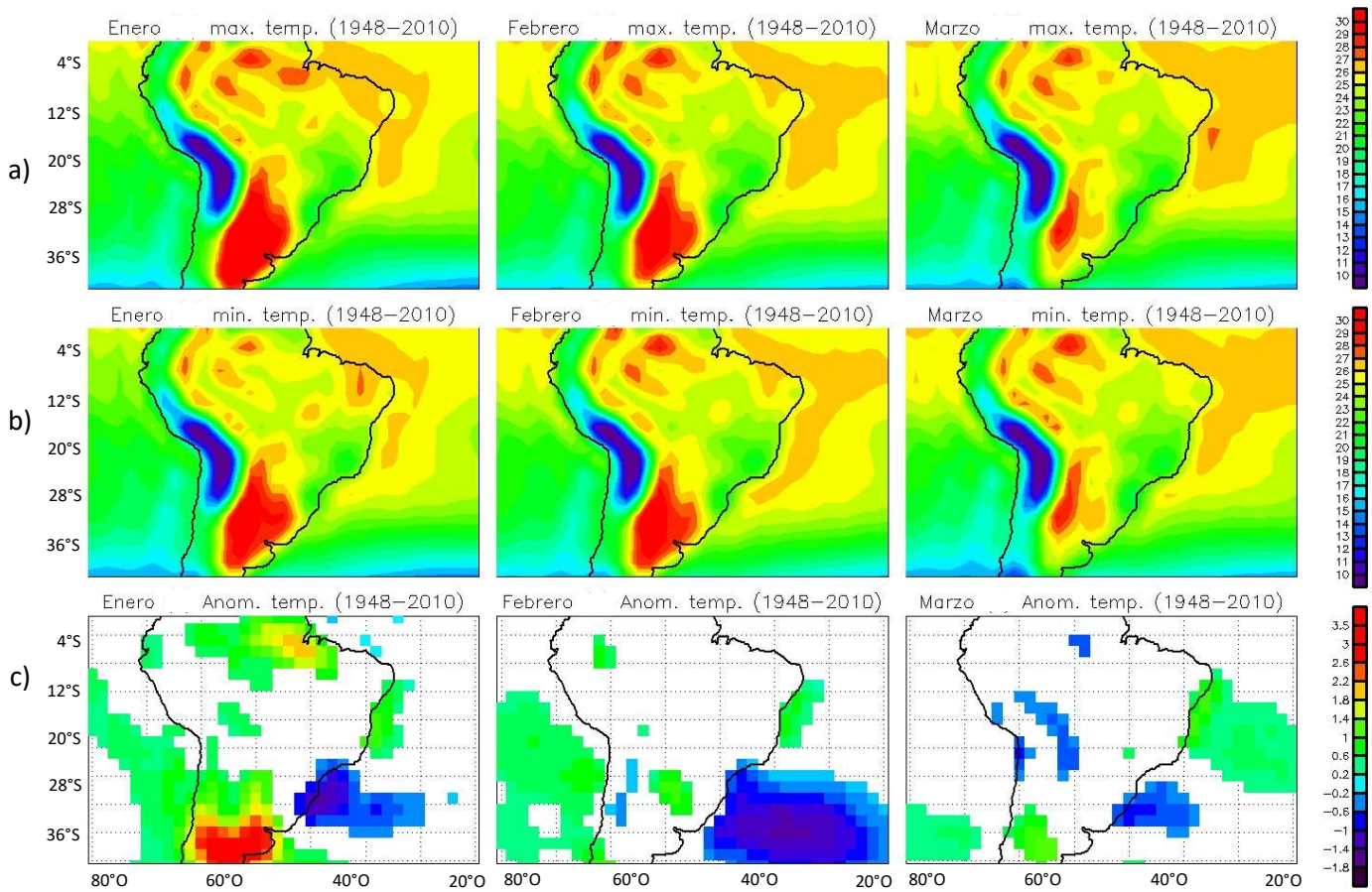
La figura 24 muestra la temperatura del aire para los años mayores y menores a una desviación estándar, además de las anomalías para el índice direccional normalizado.

Se observa que en los años mayores (figura 24a) las temperaturas son menores para la SACZ que en el resto de la región del monzón, también se muestra una línea sobre los Andes que marca la influencia topográfica con valores menores de temperatura para todos los meses de estudio. Los años menores (figura 24b) muestran similitudes con los años mayores.

Las diferencias se observan claramente en las anomalías de temperatura del aire en superficie, calculadas con la ecuación 3 y al 95% de significancia (figura 24c), que arrojaron valores positivos al norte de la SACZ y negativos al sur de la misma sobre el océano Atlántico, en los tres meses de estudio. Aunque las anomalías fueron positivas al norte de la SACZ, se observó que en enero y febrero fueron menos pronunciadas. Febrero mostró áreas más grandes de anomalías negativas que el resto de los meses. También se observó sobre el sur del Subcontinente, cerca de Uruguay, Paraguay y Argentina, anomalías con valores positivos que sobresalieron en el mes de enero, al igual que, anomalías positivas sobre el norte de Brasil para enero y el océano Pacífico subtropical en todos los meses de estudio.

Grimm et al. (2007), encontraron que la precipitación en el SAMS está influenciada por las características topográficas y las interacciones superficie-atmósfera, del mismo modo exponen que las anomalías negativas de aire superficial al sureste de Brasil son asociadas a eventos de fuertes lluvias en el verano austral sobre la SACZ, y que cuando está presente la anomalía ciclónica y comienzan las condiciones húmedas, la temperatura disminuye, debido a la mayor humedad del suelo, nubosidad y la advección fría del sur.

Las anomalías de temperatura del aire (figura 24c) mostraron alternancia de valores positivos y negativos sobre el océano Atlántico. En el índice direccional los cambios de episodios altos y bajos los podemos relacionar con las diferencias de presión (mostradas en la figura 21) que favorecen anomalías ciclónicas al sureste de Brasil y el océano Atlántico adyacente. Las anomalías térmicas en superficie que se observan en la figura 24c reflejan patrones similares a las anomalías de presión que se vieron en la sección 3.3.1. La anomalía ciclónica se relaciona con advección de aire frío proveniente de latitudes altas y advección de aire cálido proveniente de latitudes bajas (coherente con Grimm et al., 2007). Por lo que se puede inferir que el índice direccional representa apropiadamente la relación de la temperatura del aire y la SACZ.



**Figura 24. Mapa de temperatura superficial del aire ( $^{\circ}\text{K}$ ) para (a) años mayores y (b) años menores a una desviación estándar del índice direccional y (c) anomalías de temperatura superficial del aire al 95% de significancia.**

### 3.3.4. Viento

Como anteriormente se ha descrito, el índice direccional está basado en la persistencia de vientos del noreste. Sin embargo, el porcentaje de vientos es bajo (30%) lo que podría representar vientos débiles del noreste, diferente al índice elaborado con la metodología descrita por Gallego et al., (2015) que representa vientos dominantes. En la presente sección, se han calculado campos de viento en superficie para años mayores y menores a una desviación estándar del índice direccional, además de las anomalías de los vientos superficiales, ambos campos también fueron representados a nivel de 850hPa, que es más representativo del flujo del monzón.

La figura 25 muestra mapas de viento en superficie para los años mayores, años menores y las anomalías elaboradas con los años mayores menos los menores a una desviación estándar como se muestra en la ecuación 3. Se observa en la parte superior (figura 25a) el promedio de velocidad del viento para los años mayores, que muestran fuertes vientos hacia el continente provenientes de los alisios, la parte continental mostró valores menores que en océano debido a la topografía. Sobre la SACZ se puede observar vientos del noreste provenientes de los alisios sobre toda la parte oceánica.

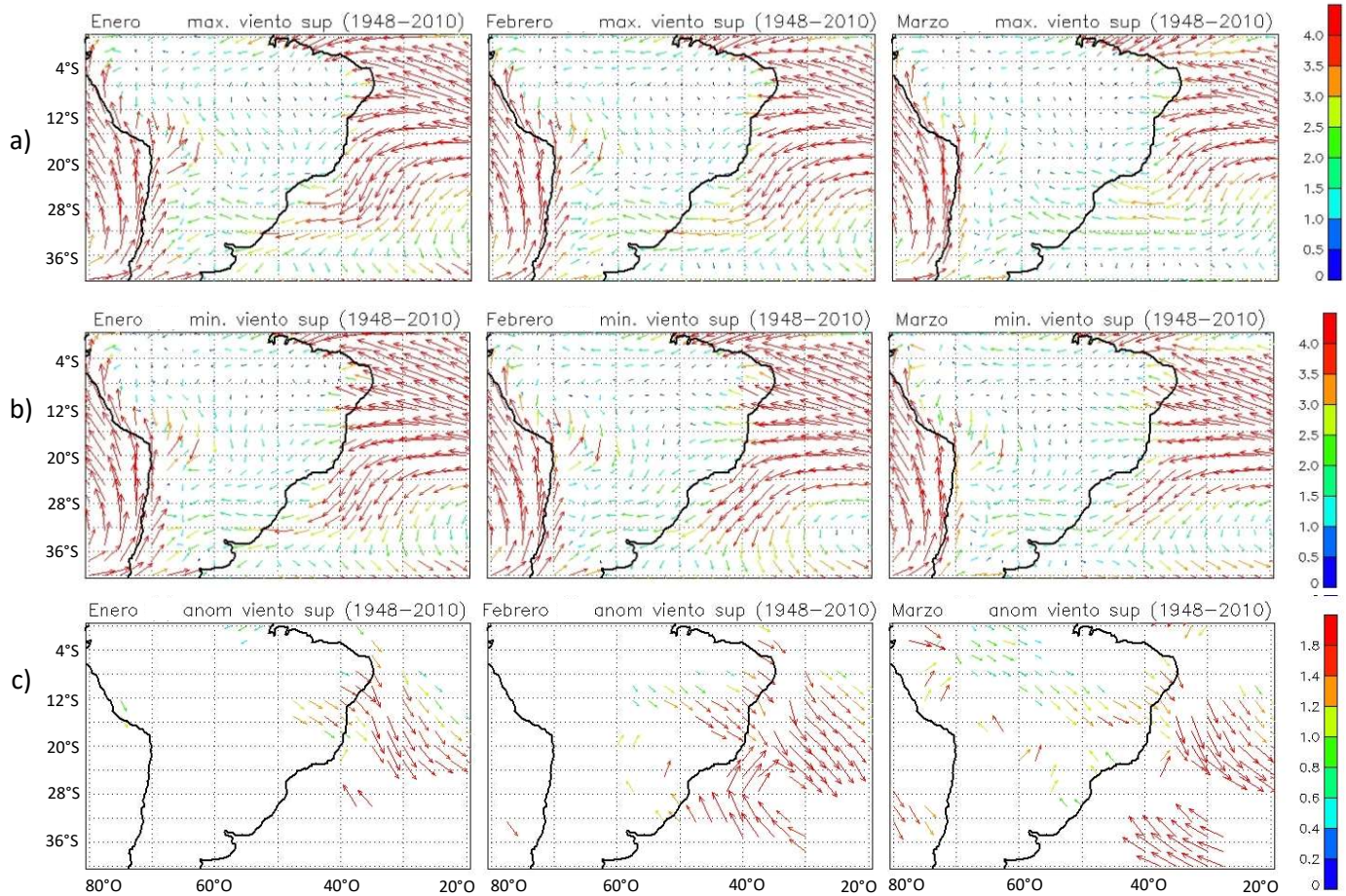
Los mapas de vientos para años menores a una desviación estándar (figura 25b) mostraron una circulación similar a la apreciada en años mayores, tanto en el océano Atlántico como sobre el continente. Las anomalías de viento al 95% de significancia (figura 25c) mostraron en el mes de enero una circulación ciclónica sobre el océano Atlántico cerca de la SACZ. En febrero se observó una circulación ciclónica similar a enero pero desplazada al sureste y más cerrada sobre el océano Atlántico. La parte inferior derecha de la figura 25 muestra las anomalías para el mes de marzo que al igual que los meses de febrero y enero muestran una circulación ciclónica sobre el océano Atlántico con mayor desplazamiento al sureste que en los dos meses anteriores, y una circulación anticiclónica sobre el Gran Chaco.

En los mapas de anomalías de viento superficial se muestran vientos salientes de la SACZ en los tres meses de estudio debido a que el índice representa los vientos débiles, las circulaciones ciclónicas son desplazadas al sureste, probablemente debido al debilitamiento de la señal conforme transcurren los meses. Esto es similar a lo esperado sobre la SACZ debido a que eventos intensos de la SACZ muestran desplazamiento al norte.

Los valores de viento en superficie representados en las anomalías muestran mayor rapidez del viento del este sobre la región seleccionada que en los años menores del índice que en los mayores. Lo que nos lleva a concluir que posiblemente con nuestro índice estaremos representado vientos débiles del este (con mayor frecuencia de vientos del NE) entrantes a continente sobre la SACZ, por lo que otras direcciones terminan contribuyendo más si consideramos el viento total. De hecho, es claro que la dirección este es la que acaba contribuyendo más. Sin embargo no se realizó el índice direccional usando esta dirección. Si tenemos en cuenta que, como anteriormente se ha comentado, en otros sistemas monzónicos se ha demostrado que la velocidad del viento en una dirección y la frecuencia de observaciones de viento en la misma dirección están relacionadas para ciertas zonas y épocas del año, en este caso se debería poder obtener un índice direccional del este que anti-correlacione con la precipitación sobre la SACZ. Sin embargo, la dirección este domina todo el año sobre Sudamérica, lo que podría mostrar problemas para representar la precipitación en verano austral.

A partir de la capacidad del índice para mostrar anomalías con vientos débiles del noreste se podría inferir que el índice reconstruye adecuadamente los campos de viento superficiales.





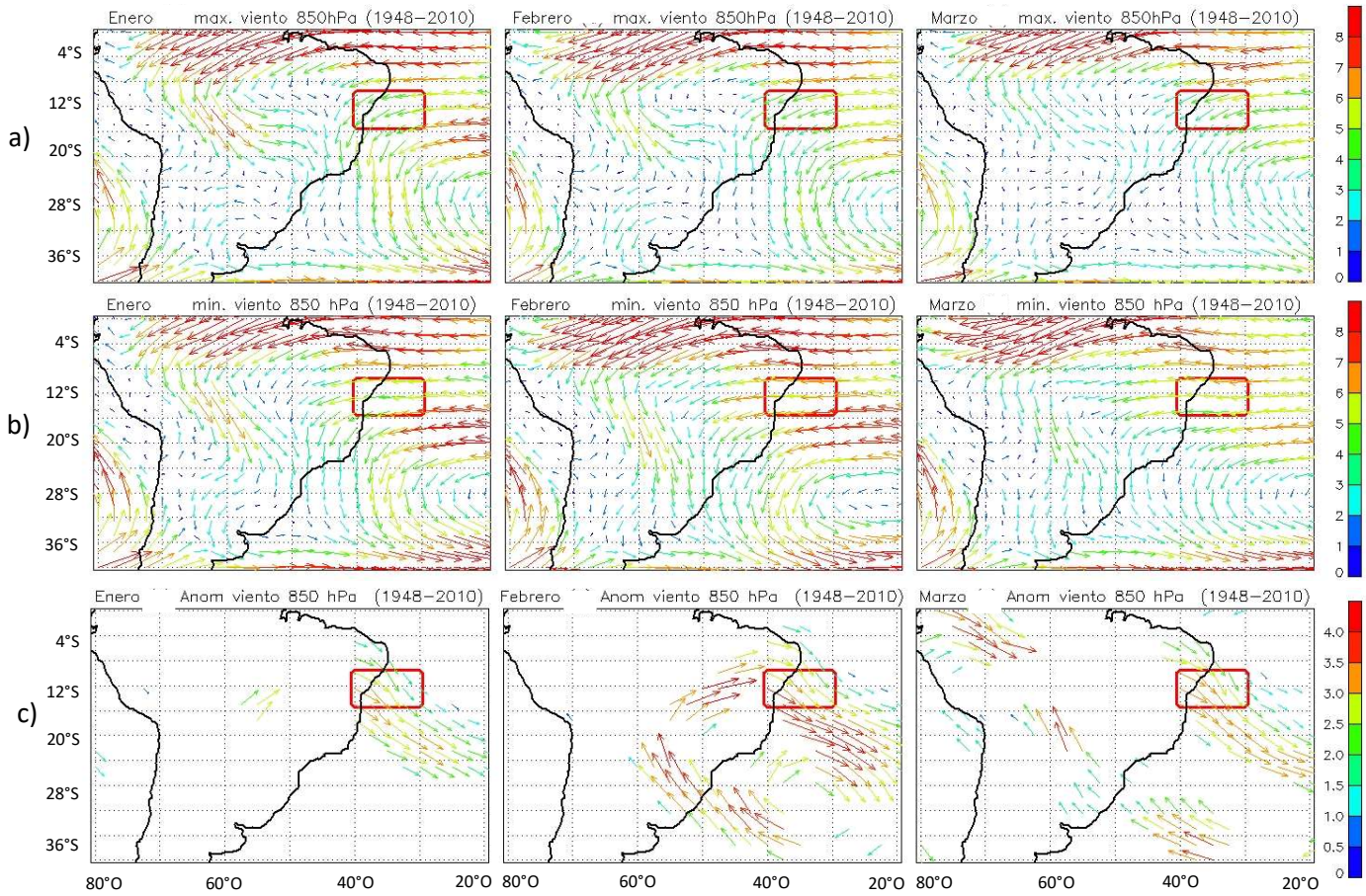
**Figura 25. Mapa de campos de viento en superficie (m/s) para (a) años mayores, (b) años menores a una desviación estándar del índice direccional y (c) anomalías de viento en superficie al 95% de significancia**

Aumentar un nivel en la altitud de los vientos (850hPa) puede dar una mejor representación de la señal monzónica sobre la SACZ. La figura 26 muestra los vientos a 850hPa de los años mayores, años menores y las anomalías, a 95% de significancia, calculadas de acuerdo a la ecuación 3. La zona cerca de la costa de la SACZ con la que se ha elaborado el índice direccional se marca con un cuadro rojo. La parte superior (figura 26a) muestra una circulación anticiclónica en el océano Atlántico al sureste y parte de otra circulación anticiclónica en el océano Pacífico que representarían las dos Altas Subtropicales. También se observan vientos en dirección suroeste al norte del continente que se invierten al llegar al norte de la cordillera de los Andes hasta el sur de Brasil, donde se encuentran con la SACZ.

La figura 26b muestra los vientos a 850hPa en los años menores a una desviación estándar del índice con un comportamiento similar a los años mayores, aunque mostraron diferencias en los vectores de viento sobre el continente al suroeste de Brasil. En los años mayores a una desviación estándar se observan vientos hacia el sur sobre el corazón del monzón que se desplazan hacia el este hasta llegar a la zona de la SACZ, en los años menores se observaron vientos hacia el sur sobre el corazón del monzón pero con desplazamiento hacia el sureste, desplazándose debajo de la SACZ.

Finalmente, las anomalías de viento a 850hPa (figura 26c) muestra una circulación ciclónica sobre el océano Atlántico cerca de la SACZ en todos los meses de estudio. El mes de febrero representó mejor circulación ciclónica que el resto de los meses, al igual que mostró al sur del océano Pacífico otra pequeña circulación ciclónica. En marzo se observó un flujo de vientos desde el noroeste del subcontinente hasta la SACZ en dirección sureste, la circulación ciclónica sobre la SACZ fue desplazada al sureste del océano Atlántico.

En los tres meses de estudio se encontraron patrones de viento similares, con anomalías de viento hacia fuera del continente en la zona de la SACZ, lo que representa valores mayores de vientos en los años menores del índice. Aunque los vientos a 850hPa sobre continente tienen mayor rapidez que en superficie, se observó el mismo patrón que en superficie, por lo que podemos inferir que el índice reproduce menor rapidez de vientos dominantes en eventos convectivos. Por lo tanto, los campos de viento en ambos niveles muestran patrones aceptables al comportamiento de la SACZ.



**Figura 26. Mapa de campos de vientos a 850hPa (m/s) con zona tomada para elaborar el índice direccional, para (a) años mayores y (b) años menores a una desviación estándar del índice direccional y (c) anomalías de viento a 850hPa al 95% de significancia.**

### 3.3.5. Transporte de humedad

El transporte de humedad ( $\text{g m/kg s}$ ) se calculó multiplicando la humedad específica por el viento superficial. Este parámetro es útil para observar los campos de viento que transportan la humedad hacia el continente, es decir, vientos húmedos que alimentan la precipitación en la SACZ.

Los campos de transporte de humedad y la humedad específica para los años mayores y menores a una desviación estándar, además de las anomalías son mostrados en la figura 27. Las anomalías se calcularon como se muestra en la ecuación 3, al 95% de significancia.

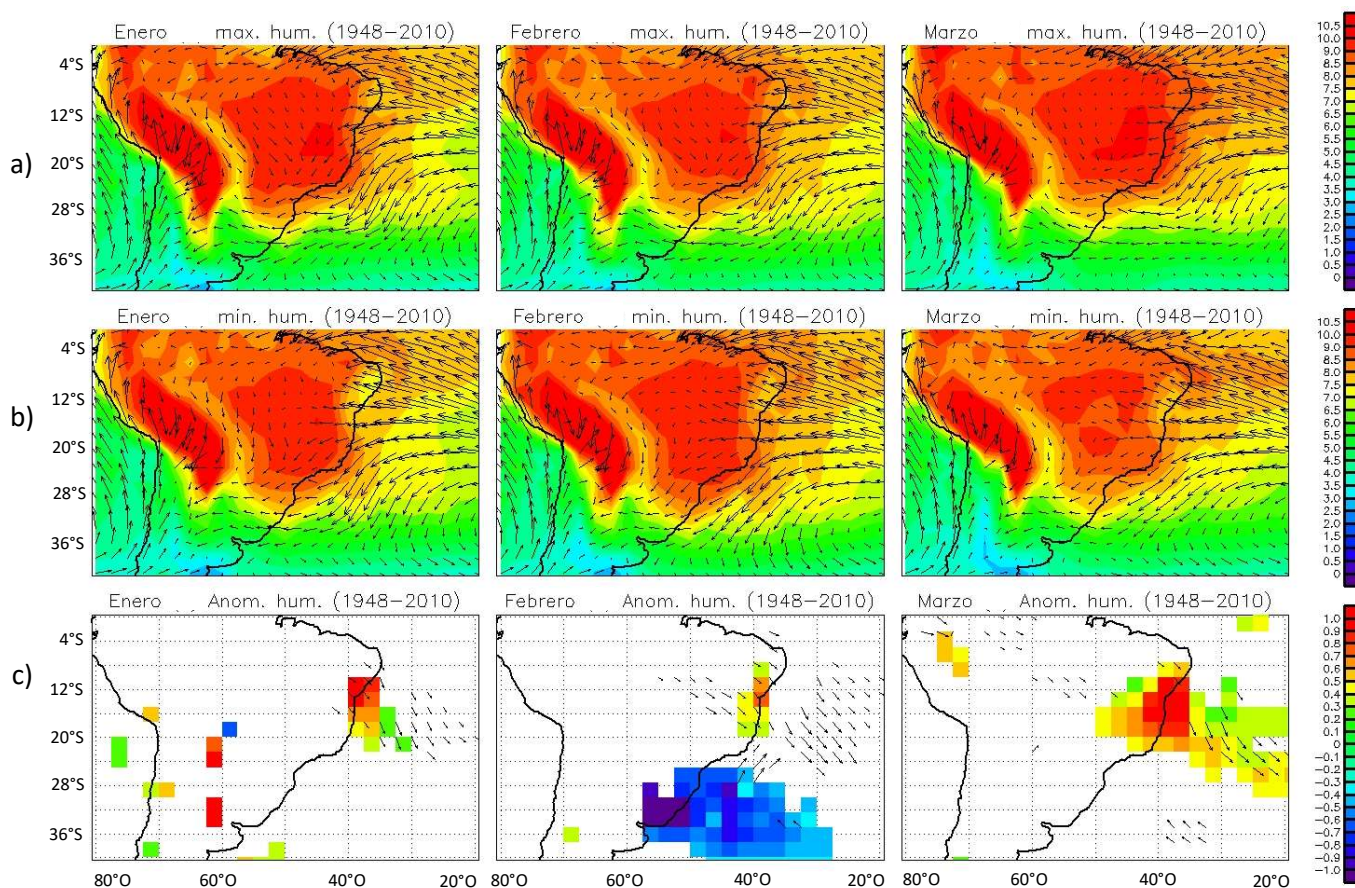
Los años mayores (figura 27a) y menores a una desviación estándar (figura 27b) han mostrado patrones similares con entrada de vientos húmedos del este en las costas brasileñas, los vientos sobre continente son menores a los mostrados en el océano y también se observa que la circulación muestra vientos del océano a continente que se encuentran con la cordillera de los Andes y provoca un cambio en la dirección del viento. Sobre el sureste de Brasil, la circulación de vientos mostró entrada de vientos del océano que al chocar con continente cambian de dirección hacia el sur rodeando la meseta Brasileña.

La humedad específica para los años mayores (figura 27a) muestra mayor humedad sobre los Andes, al sureste y centro de Brasil, la menor humedad se observa sobre el océano Pacífico, el sur del océano Atlántico y las costas Chilenas. Los años menores (figura 27b) muestran patrones similares a los mayores con menor humedad sobre el sureste y centro de Brasil. Las anomalías de humedad específica (figura 27c) mostraron valores positivos al norte de la SACZ, cerca de la zona elegida para elaborar el índice direccional y, el mes de febrero mostró anomalías negativas al sur de la SACZ que no están presentes en enero y marzo.

Las anomalías de transporte de humedad expuestas en la parte inferior de la figura 27 muestran anomalías ciclónicas sobre el sureste de Brasil y el océano adyacente en todos los meses de estudio, las anomalías ciclónicas se encuentran sobre el océano y los mayores cambios en el transporte de humedad son representados en esta zona. Sobre la parte terrestre de la SACZ (sureste de Brasil) se exponen anomalías de vientos salientes de continente hacia el sureste. En marzo se observó un flujo similar al

encontrado en las anomalías de viento a 850hPa (figura 27c), un flujo de anomalías que inicia desde el noroeste del subcontinente hasta la SACZ en dirección sureste.

Estas anomalías en el transporte de humedad pudieran representar una señal congruente con el concepto de que los vientos del noreste se debilitan cuanto más llueve sobre la SACZ, de ahí que las mejores correlaciones encontradas con la precipitación sean con porcentajes bajos de viento del noreste que podrían indicar que disminuye la velocidad del viento del este. Este patrón es similar al encontrado por Ma et al., (2011) al elaborar un índice considerando el viento a 850hPa, por lo que podemos asumir que se han representado adecuadamente el transporte de humedad que está relacionado con la precipitación monzónica en la SACZ.



**Figura 27. Mapa de transporte de humedad (flechas) ( $g\ m/kg\ s$ ) y humedad específica (contornos)( $g/kg$ ) para (a) años mayores y (b) años menores a una desviación estándar del índice direccional y anomalías de transporte de humedad y humedad específica (c) al 95% de significancia.**

### **3.4. Posibles mejoras al índice direccional**

Por último, en este trabajo se han realizado pruebas adicionales a las propuestas en la metodología (sección 2.2), con el objetivo de obtener un índice direccional más preciso en la representación de la precipitación sobre la SACZ. Son múltiples los factores que se podrían probar, pero abarcar todos ellos es un trabajo que está fuera del alcance del presente proyecto de investigación. A continuación, se presentan las primeras pruebas que se llevaron a cabo.

#### **3.4.1. Serie histórica de precipitación**

A pesar de que la base de datos de precipitación GPCC está ampliamente validada para muchas zonas del mundo y particularmente para Brasil (Deser et al. 2010), hemos probado si con otra base de datos de precipitación aumenta la correlación entre la precipitación sobre la SACZ y el índice direccional.

Se ha empleado la base de análisis combinado de precipitación (CMAP, por sus siglas en inglés), que provee una colección de datos de reanálisis provenientes de mediciones y estimaciones satelitales en puntos de malla de  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ , para el periodo 1979-2017. Sin embargo, no se ha logrado maximizar la correlación obtenida previamente con la base GPCC. Se obtuvieron los valores mayores de coeficientes de correlación con el índice direccional de 0.51, 0.45 y 0.62 para enero, febrero y marzo respectivamente para la misma región en el océano (longitud  $40-30^\circ\text{W}$  y latitud  $10-15^\circ\text{S}$ ), considerando el 30% de días con vientos del noreste para el periodo 1979-2010. Con los datos de la base GPCC se obtuvieron para el mismo periodo y porcentajes de vientos del noreste coeficientes de correlación de 0.58, 0.37 y 0.66 para enero, febrero y marzo respectivamente. Aunque el coeficiente de correlación aumentó para febrero, en el resto de los meses de estudio el coeficiente fue menor. Además, sabemos que una base de datos no ha de ser mejor que otra, la base GPCC cuenta con mayor número de observaciones y resolución espacial que la base CMAP.

### 3.4.2. Despreciar los días con pocas observaciones

Se ha puesto en duda si para la elaboración del índice direccional se deberían considerar los días con muy pocas observaciones de dirección del viento. Podría darse el caso de que se capte el viento asociado a algún evento de mesoescala o de un sistema local, o incluso que los barcos existentes ese día se encuentren en el puerto con algún obstáculo cerca. Es por ello que se ha probado despreciar días con pocas observaciones.

Concretamente se consideraron como mínimo 3 observaciones en un día para considerar ese día en el índice. Seguidamente se elaboró un índice direccional siguiendo la misma metodología y los valores de los coeficientes de correlación se presentan en la Tabla 3.

La Tabla 3 muestra las correlaciones de la precipitación en la SACZ y la dirección del viento, con el porcentaje del 30% de las observaciones al día para ser considerado como un día con vientos del noreste, y tomando 15 días con mediciones de viento al mes para ser considerado como un mes válido en el índice. En la parte superior de la tabla se observan los coeficientes de correlación de la precipitación y el índice direccional considerando al menos 3 mediciones al día, y en la parte inferior los coeficientes de correlación de la precipitación y el índice direccional sin considerar días con pocas observaciones.

En ambos casos se observó que, en las mismas condiciones, los valores encontrados con el índice direccional que desprecia los días con pocas observaciones no aumenta el valor de los coeficientes de correlación con la precipitación.

**Tabla 3. Coeficientes de correlación de precipitación e índices considerando días con pocas observaciones y sin considerarlas.**

	15 días		
	enero	febrero	marzo
<b>Sin considerar días con pocas observaciones</b>	0.53	0.52	0.69
<b>Considerando días con pocas observaciones</b>	0.61	0.55	0.72

### **3.4.3. Observaciones de barcos contra reanálisis**

El índice direccional se elaboró utilizando los datos de la base ICOADS, y hemos querido comprobar si estos datos muestran un comportamiento similar a los datos de la dirección del viento provenientes del reanálisis NCEP/NCAR. Por lo que nos hemos dado a la tarea de encontrar la dirección media del viento para los meses de estudio con el fin de determinar si los datos de reanálisis presentan alguna diferencia sustancial con respecto a los datos de ICOADS.

Las rosas de viento para los meses de enero, febrero y marzo obtenidas a partir de los datos ICOADS y del reanálisis NCEP/NCAR para el periodo 1948-2010 se representan en la figura 28. Las rosas de viento muestran que las direcciones medias de la base ICOADS son de 85°, 91° y 98° para enero, febrero y marzo respectivamente y los valores obtenidos de la base NCEP/NCAR son de 89° para enero, 87° para febrero y 85° para marzo, ambas bases mostraron una mayor frecuencia de vientos con componente del este.

La figura 28 mostró sobre todos los meses que los vientos dominantes sobre el océano adyacente al sureste de Brasil son vientos del este. En enero y febrero con la base ICOADS se observó que hay vientos del noreste que se van desplazando hacia el este y finalmente, para marzo los vientos se inclina al sureste. Probablemente debido al cambio en la inclinación del viento, un cambio gradual debido a la extinción paulatina del SAMS. En todos los meses de estudio la dirección media de vientos mostró valores similares entre ambas bases de datos.



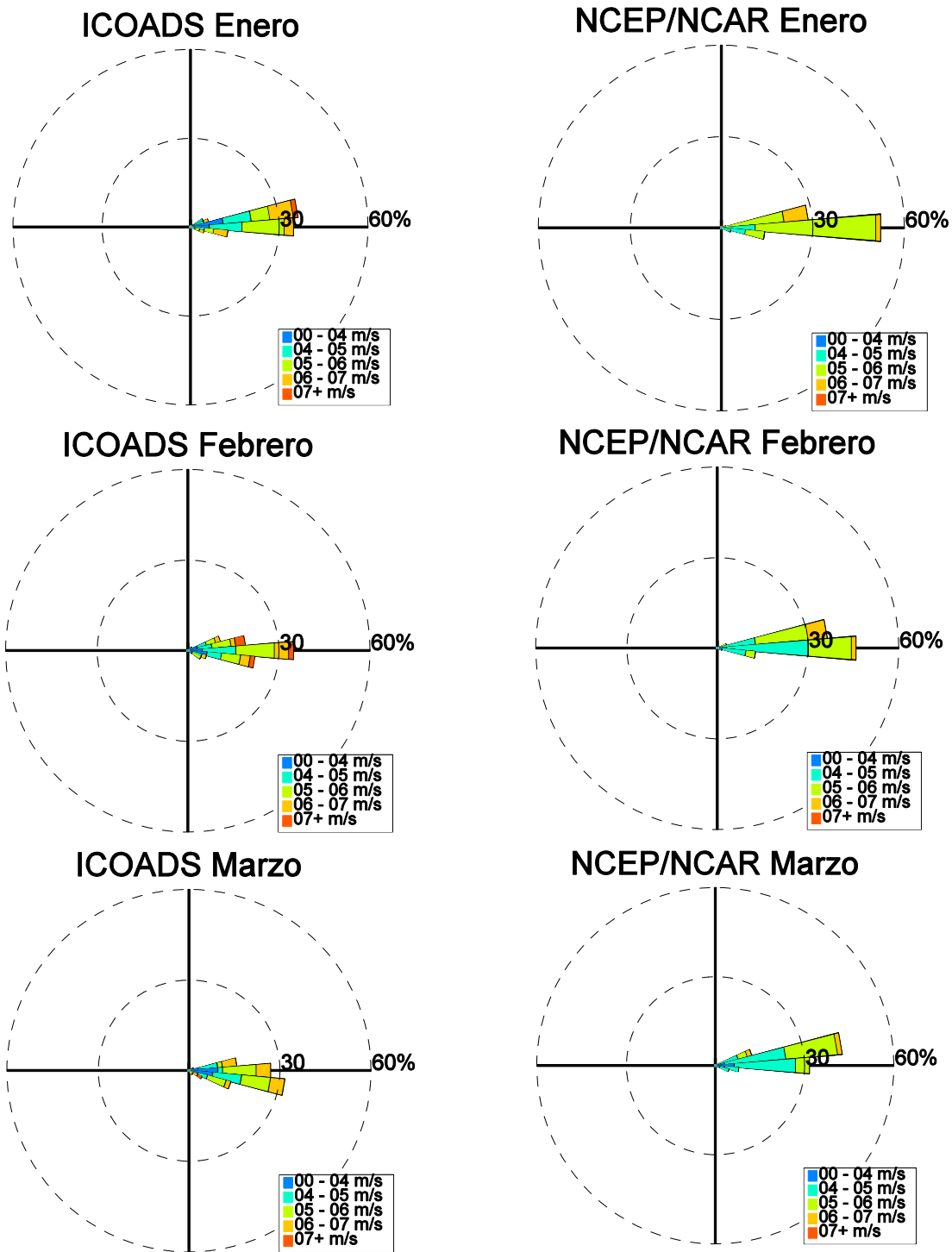


Figura 28. Rosas de viento para enero febrero y marzo a partir de los datos de reanálisis NCEP/NCAR (izquierda) y de la base ICOADS (derecha) para el periodo 1948-2010.

## 4. CONCLUSIONES Y POSIBLES LÍNEAS DE TRABAJO A FUTURO

En las secciones anteriores se ha descrito como se ha elaborado un índice direccional a partir de los datos disponibles de dirección de viento de la base ICOADS. El índice fue calculado definiendo una observación de viento del noreste como aquella comprendida en el intervalo desde  $0^\circ$  hasta  $67.5^\circ$ , y también se consideró un día con viento del NE cuando al menos el 30% de las mediciones cuentan con valores del noreste. El índice se definió como el porcentaje de días al mes con vientos del NE, con el requisito de que existan al menos 15 días al mes con observaciones de vientos indistintamente de la dirección. La mayor correlación entre el índice y la precipitación sobre la SACZ fue encontrado en la región ( $40^\circ\text{W} - 30^\circ\text{W}$  y  $10^\circ\text{S}-15^\circ\text{S}$ ).

La metodología empleada para la elaboración del índice está basada en el estudio realizado por Gallego et al. (2015) sobre el monzón del oeste de África que proporciona la relación entre la frecuencia de mediciones de viento en una determinada dirección y la intensidad del viento en esa dirección, pudiendo reconstruir para periodos prolongados la precipitación en la estación monzónica.

El índice calculado mostró coeficientes de correlación de 0.61, 0.57 y 0.72 con la precipitación de la SACZ para enero, febrero y marzo respectivamente en el periodo 1948-2010. También mostró aceptables anomalías de precipitación con los valores extremos del índice. Así mismo, hemos encontrado que la correlación entre la precipitación y el índice direccional es estable a lo largo del tiempo.

Además de la precipitación también se usaron otras variables climáticas con el objetivo de analizar la capacidad del índice en la reconstrucción de la señal en la SACZ; como la temperatura superficial del mar, que mostró un comportamiento diferente al inicialmente esperable en el mes de febrero, con anomalías negativas asociadas a la precipitación sobre la SACZ. En marzo las anomalías no alcanzaron el nivel de significancia estadística del 95% en ningún punto. Aunque esta variable climática no parece influir particularmente en la precipitación sobre la SACZ (Barreiro et al., 2002).

La temperatura superficial del aire sobre el océano Atlántico mostró anomalías positivas al norte de la SACZ y negativas al sur. Sobre el continente apenas se han encontrado

anomalías significativas al 95% de nivel de confianza, exceptuando las anomalías positivas del norte y al sur del Subcontinente Americano para enero.

Ma et al. (2011) y Liebmann y Mechoso (2011) observaron que en eventos con vientos débiles en el océano Atlántico, la convección sobre el sureste de Brasil aumenta. Este trabajo es consistente con ambos estudios debido a que las anomalías de viento en superficie, viento a 850hPa y el transporte de humedad mostraron para los tres meses anomalías ciclónicas al este de la SACZ, sobre el océano Atlántico. Al contrario de lo que se podría esperar, no se muestra -de una manera visual- que una mayor frecuencia en los vientos del noreste estén asociados con la precipitación sobre la SACZ. Esto es debido a que el índice aquí presentado fue realizado con la frecuencia de vientos del NE, que fue la dirección con la que se encontró la mejor correlación con la precipitación, pero el porcentaje de vientos del NE es bajo. Si consideramos las mediciones totales, otras direcciones, principalmente la dirección este y sureste, contribuyen más. Lo que explica la corriente anómala del noroeste que se observa en los mapas de anomalías de viento y transporte de humedad, que debilita los vientos procedentes de estas dos direcciones. Por tanto, un índice basado en observaciones del este y/o sureste debería anti-correlacionar con la precipitación sobre la SACZ.

Así mismo, se intentaron realizar otros cambios en el índice para aumentar la correlación con la precipitación y mejorar su capacidad de reproducir la señal de la SACZ. Como primer intento el índice direccional se correlacionó con la precipitación de otra base de datos diferente a la base GPCC, la base elegida que reemplaza los valores de precipitación fue la base CMAP, sin aumento en los valores obtenidos de coeficientes de correlación.

Se elaboró un índice direccional que no contempló los días con pocas observaciones porque pudiera suceder que esas pocas observaciones estuvieran afectadas por otros fenómenos distintos a los de escala monzónica, sin mostrar mejoras en los coeficientes de correlación. También se analizó si existía diferencia entre la dirección de vientos de la base de reanálisis (NCEP/NCAR) y los datos obtenidos de los diarios de navegación (ICOADS), en cuyo caso podríamos concluir que los barcos estaban situados en el puerto. Sin embargo ambas bases arrojaron valores similares.

Basado en los párrafos anteriores, se concluye que los valores altos (bajos) del índice representan una mayor (menor) frecuencia de viento del NE, se intensifica (debilita) la circulación ciclónica encontrada en todos los campos de viento, y llueve más (menos)

sobre el sureste de Brasil. Siendo que el campo de viento dominante presenta componente este. El índice direccional reconstruye razonablemente la precipitación de la SACZ y el resto de variables climáticas que están relacionados con una mayor convección sobre la misma. Excepcionalmente, parece que no representa adecuadamente las anomalías de SST, aunque como se ha comentado, Barriando et al. (2002) afirman que la SST no es un forzamiento para la precipitación sobre la SACZ.

Aunque en general, podemos concluir que el índice direccional elaborado reproduce la precipitación sobre la SACZ desde el año 1850 de una manera aceptable para enero febrero y marzo. Podemos considerar otras mejoras para aumentar la precisión del índice que se muestran a continuación como líneas futuras.

Los vientos del este dominan todo el año sobre la SACZ. A pesar de no haber una inversión en la dirección de los vientos, si existe un pequeño cambio en la dirección y en la intensidad. Por tanto, la línea futura a seguir para mejorar la precisión del índice sería comprobar si la frecuencia en las observaciones del viento en una dirección está relacionada con la velocidad del viento en esa dirección, concretamente en esta zona monzónica. Sería conveniente realizar el índice con base en la dirección del viento dominante, para explicar dinámicamente las anomalías obtenidas en el viento y el transporte de humedad. También se podría realizar un índice combinado contemplando el índice que actualmente se presenta con otro basado en la anticorrelación con la precipitación justo al sur de la SACZ.

Otro posible intento de obtener un índice direccional más preciso sería correlacionar el índice con la radiación de onda larga saliente en Brasil, con el objetivo de comprobar si con mayores valores del índice es más probable la precipitación convectiva. Probando así, que el índice reconstruye la precipitación convectiva y no la precipitación formada por fenómenos locales.



## 5. REFERENCIAS

Barreiro, M., Chang, P., Saravanan, R., 2002. Variability of the South Atlantic convergence zone simulated by an atmospheric general circulation model. *Journal of Climate*, 15(7), 745-763.

Barriendos, M., Martín-Vide, J., Peña, J. C., Rodríguez, R., 2002. Daily meteorological observations in Cadiz–San Fernando. Analysis of the documentary sources and the instrumental data content (1786–1996). *Climatic Change*, 53(1-3), 151-170.

Barriopedro, D., Gallego, D., Álvarez-Castro, M. C., García-Herrera, R., Wheeler, D., Pena-Ortiz, C., Barbosa, S. M., 2014. Witnessing North Atlantic westerlies variability from ships' logbooks (1685–2008). *Climate dynamics*, 43(3-4), 939-955.

Becker, A., Finger, P., Meyer-Christoffer, A., Rudolf, B., Schamm, K., Schneider, U., Ziese, M., 2013. A description of the global land-surface precipitation data products of the Global Precipitation Climatology Centre with sample applications including centennial (trend) analysis from 1901-present. *Earth System Science Data*, 5(1), 71.

Bombardi, R. J., Carvalho, L. M., Jones, C., Reboita, M. S., 2014. Precipitation over eastern South America and the South Atlantic Sea surface temperature during neutral ENSO periods. *Climate dynamics*, 42(5-6), 1553-1568.

Brázdil, R., Dobrovolný, P., Luterbacher, J., Moberg, A., Pfister, C., Wheeler, D., Zorita, E., 2010. European climate of the past 500 years: new challenges for historical climatology. *Climatic Change*, 101(1-2), 7-40.

Carvalho, L. M., Jones, C., Liebmann, B., 2004. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate*, 17(1), 88-108.

Carvalho, L. M. V., 2016. The monsoons and climate change. In *The Monsoons and Climate Change* (pp. 1-6). Springer International Publishing.

da Silva, A. E., de Carvalho, L. M. V., 2007. Large-scale index for South America Monsoon (LISAM). *Atmospheric Science Letters*, 8(2), 51-57.

Davison, A. C., Hinkley, D. V., 1997. *Bootstrap methods and their application* (Vol. 1). Cambridge university press.

Deser, C., Alexander, M. A., Xie, S. P., Phillips, A. S., 2010. Sea surface temperature variability: Patterns and mechanisms. *Annual review of marine science*, 2, 115-143.

Ferreira, S. A., Gan, M. A., 2011. Intraseasonal variability in the South American monsoon system. *Atmospheric Science Letters*, 12(3), 253-260.

Figueroa, S. N., Satyamurty, P., Da Silva Dias, P. L., 1995. Simulations of the summer circulation over the South American region with an eta coordinate model. *Journal of the atmospheric sciences*, 52(10), 1573-1584.

Freeman, E., Woodruff, S. D., Worley, S. J., Lubker, S. J., Kent, E. C., Angel, W. E., Berry, D. I, Brohan, P., Eastman, R., Gates, L., Gloeden, W., Ji, Z., Lawrimore, J., Rayner, N. A., Rosenhagen, G., Smith, S.R., 2017. ICOADS Release 3.0: a major update to the historical marine climate record. *International Journal of Climatology*, 37(5), 2211-2232.

Gallego, D., Ordóñez, P., Ribera, P., Peña-Ortiz, C., García-Herrera, R., 2015. An instrumental index of the West African Monsoon back to the nineteenth century. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(693), 3166-3176.

Gallego, D., García-Herrera, R., Peña-Ortiz, C., Ribera, P., 2017. The steady enhancement of the Australian Summer Monsoon in the last 200 years. *Scientific reports*, 7(1), 16166.

Gan, M. A., Kousky, V. E., Ropelewski, C. F., 2004. The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over west-central Brazil. *Journal of climate*, 17(1), 47-66.

Gan, M. A., Rao, V. B., Moscati, M. C., 2005. South American monsoon indices. *Atmospheric Science Letters*, 6(4), 219-223.

Giddings, L., Soto, M. 2006. Participación de América Latina y del Caribe en los registros globales climatológicos, GHCN. *Interciencia*, 31(9), 632-637.

Grimm, A. M., Pal, J. S., Giorgi, F., 2007. Connection between spring conditions and peak summer monsoon rainfall in South America: Role of soil moisture, surface temperature, and topography in eastern Brazil. *Journal of Climate*, 20(24), 5929-5945.

Herdies, D. L., Da Silva, A., Dias, M. S., Ferreira, R. N., 2002. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. *J. Geophys. Res.*, 107(42), 1-42.

Jones, C., Carvalho, L. M., 2002. Active and break phases in the South American monsoon system. *Journal of Climate*, 15(8), 905-914.

Jiang, D., Tian, Z., Lang, X., Kageyama, M., Ramstein, G., 2015. The concept of global monsoon applied to the last glacial maximum: A multi-model analysis. *Quaternary Science Reviews*, 126, 126-139.

Kayano, M. T., Andreoli, R. V., 2007. Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. *International Journal of Climatology*, 27(4), 531-540.

Kalnay E, Kanamitsu M, Kirtler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu Y, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo KC, Ropelewski C, Wang J, Leetma A, Reynolds R, Jenne R, Joseph D., 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American meteorological Society*, 77(3), 437-471.

Kiladis, G. N., Weickmann, K. M., 1992. Circulation anomalies associated with tropical convection during northern winter. *Monthly weather review*, 120(9), 1900-1923.

Kodama, Y., 1992. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ) Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 70(4), 813-836.

Liebmann, B., Kiladis, G. N., Marengo, J., Ambrizzi, T., Glick, J. D., 1999. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. *Journal of Climate*, 12(7), 1877-1891.

Liebmann, B., Allured, D., 2005. Daily precipitation grids for South America. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86(11), 1567-1570.

Liebmann, B., Mechoso, C. R., 2011. The South American monsoon system. In *The Global Monsoon System: Research and Forecast* (pp. 137-157).

Ma, H. Y., Ji, X., Neelin, J. D., Mechoso, C. R., 2011. Mechanisms for precipitation variability of the eastern Brazil/SACZ convective margin. *Journal of Climate*, 24(13), 3445-3456.

Madden, R. A., Julian, P. R., 1994. Observations of the 40–50-day tropical oscillation—A review. *Monthly Weather Review*, 122(5), 814-837.

Marengo, J. A., Liebmann, B., Kousky, V. E., Filizola, N. P., Wainer, I. C., 2001. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. *Journal of Climate*, 14(5), 833-852.

Marengo, J. A., Liebmann, B., Grimm, A. M., Misra, V., Silva Dias, P. L., Cavalcanti, I. F. A., Carvalho, L. M. V., Berbery, E. H., Ambrizzi, T., Vera C. S., Saulo, A. C., Nogues-Paegle, J., Zipser, E., Seth, A., Alves, L. M., 2012. Recent developments on the South American monsoon system. *International Journal of Climatology*, 32(1), 1-21.



Mechoso, C. R., Robertson, A. W., Ropelewski, C. F., Grimm, A. M., 2004. The American monsoon systems. In Proceeding of the 3rd international workshop on monsoons. Hangzhou, China, November (pp. 2-6).

Mock, C. J., Shinker, J. J., 2013. PALEOCLIMATE| Modern Analog Approaches in Paleoclimatology. Encyclopedia of Quaternary Science (Second Edition), 102-112.

Nogués-Paegle, J., Mo, K. C., 1997. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Monthly Weather Review*, 125(2), 279-291.

Null, J., 2011. El Nino and La Nina years and intensities based on Oceanic Nino index (ONI).

Ordoñez, P., Gallego, D., Ribera, P., Peña-Ortiz, C., García-Herrera, R., 2016. Tracking the Indian Summer Monsoon Onset Back to the Preinstrument Period. *Journal of Climate*, 29(22), 8115-8127.

Peterson, T. C., Vose, R. S., 1997. An overview of the Global Historical Climatology Network temperature database. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(12), 2837-2849.

Raia, A., Cavalcanti, I. F. A., 2008. The life cycle of the South American monsoon system. *Journal of Climate*, 21(23), 6227-6246.

Rodrigues Chaves, R., Nobre, P., 2004. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. *Geophysical research letters*, 31(3), L03204-1.

Silva, V. B. S., Kousky, V. E. 2012. The South American Monsoon System: Climatology and Variability. S-Y. Wang and R. R. Gillies, *Modern climatology*, pp 123-152.

Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G. K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, B. M., 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.

Tripathi, S., Raut, L. N., 2006. Monsoon wind and maritime trade: a case study of historical evidence from Orissa, India. *Current Science*, 864-871.

Vega, I., Gómez-Delgado, F., Gallego, D., Ribera, P., Peña-Ortiz, C., García-Herrera, R. 2016. A new centennial index to study the Western North Pacific Monsoon decadal variability. In EGU General Assembly Conference Abstracts (Vol. 18, p. 6752).

Wang, B., Ding, Q., Liu, J., 2011. Concept of global monsoon. In *The Global Monsoon System: Research and Forecast*, 3-14.

Webster, P. J., Magana, V. O., Palmer, T. N., Shukla, J., Tomas, R. A., Yanai, M. U., Yasunari, T., 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C7), 14451-14510.

Woodruff, S. D., Worley, S. J., Lubker, S. J., Ji, Z., Eric Freeman, J., Berry, D. I., Philip B., Kent E. C., Reynolds R. W., Smith S. R., Wilkinson, C., 2011. ICOADS Release 2.5: extensions and enhancements to the surface marine meteorological archive. *International journal of climatology*, 31(7), 951-967.

Zhang, C., 2005. Madden-Julian Oscillation. *Reviews of Geophysics*, 43(2).

Zhou, J., Lau, K. M., 1998. Does a monsoon climate exist over South America?. *Journal of climate*, 11(5), 1020-1040.



## ANEXO I

### Índice direccional normalizado

año	enero	febrero	marzo
1850	-1.0745	-1.1609	-0.2469
1851	-1.7244	-1.1920	-0.1569
1852	-1.2749		-1.0309
1853	-0.8686	-1.2169	-0.3111
1854	-0.2783		0.6078
1855	0.9837	-1.7836	-1.6414
1856	-1.2911		-0.0991
1857	0.5342	-0.6876	-1.2365
1858		-1.0052	
1859			
1860	-1.3832		-1.2365
1861			
1862	-0.8199		
1863			
1864			
1865			
1866	-1.7244		
1867			
1868			
1869			
1870	-1.4049		
1871	-1.7244		
1872			-0.8381
1873			0.4986
1874			
1875			
1876			
1877			
1878			
1879	-1.1016		
1880		-1.7836	
1881	-1.7244	-1.4162	-0.3561
1882	0.0792	-1.1920	
1883		-1.2667	-0.4911
1884	-1.5294	0.0596	-0.7867
1885	2.0128	0.6512	1.2376
1886	-1.1449	-1.3041	-1.1465
1887	-0.3270	0.4582	1.3597

<b>1888</b>	1.5254	-0.1708	-0.0991
<b>1889</b>	-1.3236	-0.4012	0.8456
<b>1890</b>	-0.4624	0.9812	-1.6414
<b>1891</b>	-0.9878	-0.1085	0.4343
<b>1892</b>	0.6587	0.7633	-0.6517
<b>1893</b>	0.1604		-1.0566
<b>1894</b>	-1.7244	-1.1920	-0.1119
<b>1895</b>	0.0792		-0.2854
<b>1896</b>		1.3300	1.6938
<b>1897</b>	0.1875	-0.4012	-0.2469
<b>1898</b>	-0.5978	-0.8495	
<b>1899</b>	-1.4374		-0.5360
<b>1900</b>	1.4766		0.3893
<b>1901</b>	0.7400	1.3300	-0.1569
<b>1902</b>	-0.5978	-0.7436	0.2222
<b>1903</b>	1.0704	-0.4510	-0.1890
<b>1904</b>	-0.5003	1.9091	0.0166
<b>1905</b>	1.1625	-1.1173	1.0512
<b>1906</b>	1.7041	1.1058	1.0512
<b>1907</b>	-0.1754	-0.4510	-1.0180
<b>1908</b>	-0.3270	0.8878	0.2222
<b>1909</b>	0.0250	-1.3228	0.2865
<b>1910</b>	-1.0257	-0.2268	-1.4357
<b>1911</b>	0.5450	-0.0026	0.6399
<b>1912</b>	0.3717	-0.2268	-0.9987
<b>1913</b>	0.3717	-0.4510	-0.8124
<b>1914</b>	-0.3270	-1.1173	-1.2237
<b>1915</b>	-0.9228	-1.5220	0.9869
<b>1916</b>	-0.4191	0.8505	-0.4911
<b>1917</b>	-0.9499	-1.3913	
<b>1918</b>			
<b>1919</b>			
<b>1920</b>	-0.9878	-0.0836	-0.3561
<b>1921</b>	-0.6845	-1.0675	-1.6414
<b>1922</b>	-0.9499	1.0933	-0.5682
<b>1923</b>	-1.0257	-0.8620	-0.3561
<b>1924</b>	1.2437	1.7721	-0.8124
<b>1925</b>	-0.8524	-0.8931	0.0166
<b>1926</b>	1.2437	1.3300	1.0512
<b>1927</b>	-0.1537	0.2153	0.4343
<b>1928</b>	-0.0995	-1.1173	0.4343
<b>1929</b>	1.0704	0.7508	-0.1890
<b>1930</b>	-1.1990	-0.0026	0.0166

<b>1931</b>	-0.2295	-0.8620	-0.8124
<b>1932</b>	-0.4191	-0.2268	-1.4100
<b>1933</b>	0.1442	-1.3414	-0.7867
<b>1934</b>	-0.8199	-1.3414	-1.4293
<b>1935</b>	-0.5003	-0.6689	-0.5682
<b>1936</b>	-0.6412	0.2153	-1.6414
<b>1937</b>	0.5450	-0.8931	-1.0180
<b>1938</b>	-1.5511	-0.2268	-0.6067
<b>1939</b>	0.5450	-1.7836	-1.6414
<b>1940</b>	-0.5816		1.7838
<b>1941</b>	0.2688	0.2900	0.1130
<b>1942</b>	0.0792		
<b>1943</b>		-0.3015	
<b>1944</b>	-0.7820	1.4483	0.1130
<b>1945</b>	0.4908	-0.4012	
<b>1946</b>			
<b>1947</b>	0.1875	0.8878	-0.7867
<b>1948</b>	-1.2911	1.6787	0.5950
<b>1949</b>	0.3284	1.4545	-0.4075
<b>1950</b>	1.6391	0.4395	-0.6067
<b>1951</b>	0.2092	1.2116	2.4264
<b>1952</b>	0.6208	1.6787	0.4214
<b>1953</b>	-0.4191	0.0596	-0.1441
<b>1954</b>	-0.8524	-0.1708	-0.4911
<b>1955</b>	-0.7928	-0.8246	-1.2108
<b>1956</b>	-1.3615	-0.2891	0.8841
<b>1957</b>	-0.3270	1.3300	0.9291
<b>1958</b>	-0.3703	0.0596	0.8456
<b>1959</b>	-0.1537	-0.4012	-0.3561
<b>1960</b>	1.6391	0.2153	1.0512
<b>1961</b>	0.5179	0.0596	-0.1441
<b>1962</b>	2.9444	0.2153	-0.3947
<b>1963</b>	-0.0995	-0.4510	-1.6414
<b>1964</b>	0.4421	1.5541	-1.0180
<b>1965</b>	0.1984	2.6003	0.4343
<b>1966</b>	1.1625	-0.8931	-1.0180
<b>1967</b>	0.8050	0.2153	-0.3947
<b>1968</b>	-0.0454	1.7721	-0.3561
<b>1969</b>	-0.3270	0.8878	0.4986
<b>1970</b>	0.5450	-1.3414	-1.0180
<b>1971</b>	-0.0995	-0.2268	-0.1890
<b>1972</b>	-0.2295	0.6637	0.0166
<b>1973</b>	-0.0454	0.8878	2.5035

<b>1974</b>	0.5992	-0.8620	1.8031
<b>1975</b>	0.8971	1.1058	-0.5360
<b>1976</b>	-0.3270	1.1058	-1.2237
<b>1977</b>	0.8050	-1.5532	-0.8124
<b>1978</b>	1.0758	0.4395	0.0166
<b>1979</b>	0.8971	-0.0026	0.4343
<b>1980</b>	1.7691	1.5541	-0.6067
<b>1981</b>	0.5450	-0.6689	3.1269
<b>1982</b>	0.1984	-0.8931	2.0923
<b>1983</b>	2.1212	-0.0026	0.8456
<b>1984</b>	1.2437	0.2153	1.2633
<b>1985</b>	1.5958	-0.4510	1.0512
<b>1986</b>	-0.1537	-0.0026	-1.2237
<b>1987</b>	-0.5003	-1.3228	0.6399
<b>1988</b>	-0.1537	0.9812	0.6399
<b>1989</b>	0.3717	1.2116	1.4689
<b>1990</b>	-0.5003	0.9812	0.4343
<b>1991</b>	1.8883	0.8878	-0.1890
<b>1992</b>	2.2457	-1.1173	-1.4357
<b>1993</b>	1.5958	-0.0026	-0.1890
<b>1994</b>	0.7021	-0.4510	1.4689
<b>1995</b>	1.3466	1.3300	1.0512
<b>1996</b>	-0.6033	0.3710	0.9291
<b>1997</b>	0.6208	-0.0026	1.1412
<b>1998</b>	-0.4191	1.3300	-0.4075
<b>1999</b>	-0.4191	0.3710	0.1323
<b>2000</b>	0.6208	1.0933	0.2222
<b>2001</b>	0.1984	0.5204	0.2865
<b>2002</b>	0.5179	0.5204	0.2865
<b>2003</b>	1.4008	-1.0924	-0.2662
<b>2004</b>	0.4421	0.1842	1.3275
<b>2005</b>	1.4495	1.9091	1.2633
<b>2006</b>	-1.5511	1.1058	0.8456
<b>2007</b>	-0.6737	-0.4510	-1.4357
<b>2008</b>	-0.6845	0.9563	0.0166
<b>2009</b>	0.8971	-0.6689	2.5035
<b>2010</b>	-1.5511	-1.1173	1.4689