

Tesis Doctoral

Estudio sobre la variabilidad temporal y espacial de la humedad del suelo sobre Sudamérica, y su rol en modular la evapotranspiración y la precipitación en distintas escalas temporales

Spennemann, Pablo Cristian

2015-03-18

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Spennemann, Pablo Cristian. (2015-03-18). Estudio sobre la variabilidad temporal y espacial de la humedad del suelo sobre Sudamérica, y su rol en modular la evapotranspiración y la precipitación en distintas escalas temporales. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:

Spennemann, Pablo Cristian. "Estudio sobre la variabilidad temporal y espacial de la humedad del suelo sobre Sudamérica, y su rol en modular la evapotranspiración y la precipitación en distintas escalas temporales". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2015-03-18.

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires



Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

**Estudio sobre la variabilidad temporal y espacial
de la humedad del suelo sobre Sudamérica, y su rol
en modular la evapotranspiración y la
precipitación en distintas escalas temporales**

Tesis presentada para optar por el título de Doctor de la Universidad
de Buenos Aires en el área Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

Pablo Cristian Spennemann

Director: **Dra. A. Celeste Saulo**
Consejera de Estudios: **Dra. A. Celeste Saulo**

Lugar de trabajo: Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera

Buenos Aires, 18 de Marzo 2015

Resumen

Es aceptado que la humedad del suelo puede alterar las condiciones de la atmósfera a partir del control del balance energético e hidrológico. Es por esto que el objetivo general de esta Tesis, se basa en mejorar la comprensión del efecto que tienen las interacciones superficie terrestre-atmósfera sobre Sudamérica en distintas escalas temporales a partir de un conocimiento más profundo de la humedad del suelo y su variabilidad, así como también de la evapotranspiración, y los posibles mecanismos de control de estas variables sobre los procesos que favorecerían la ocurrencia de lluvia en forma local.

Debido a la escasez de observaciones de las variables del suelo, es que se utilizaron las simulaciones de humedad del suelo del Global Land Data Assimilation System (GLDAS). Las mismas fueron evaluadas respecto a diversas estimaciones, proxies, y mediciones in-situ de las condiciones hídricas del suelo sobre Sudamérica. El buen acuerdo mostrado por GLDAS, permitió realizar una climatología enfocada principalmente en las simulaciones de humedad del suelo.

En primer lugar, se documentaron las características medias y las distintas escalas temporales y espaciales de variabilidad de la humedad del suelo. De particular importancia resultó ser la variabilidad de baja frecuencia sobre grandes regiones del dominio, acentuada en los espesores más profundos del suelo. En algunas de las regiones analizadas se observaron picos de energía con ciclos significativos de 17, 8, 3 años, ciclos menores a los 12 meses, así como también en escalas intraestacionales. Además, se observó que el patrón espacial dominante respecto a la variabilidad temporal de la humedad del suelo fuera de las áreas tropicales es, a grandes rasgos, dipolar.

Por otro lado, se estudió el grado de interacción entre la humedad del suelo, la evapotranspiración y la precipitación. En el sudeste de Sudamérica y en otras regiones aisladas se observó que las anomalías de humedad del suelo ejercen cierto grado de control sobre la precipitación, y en mayor grado sobre la evapotranspiración. En otras regiones, el comportamiento fue opuesto, donde la atmósfera estaría controlando las condiciones del suelo.

En base a estos resultados, se analizó la variabilidad y el acople suelo-atmósfera de un sistema de pronóstico estacional, para evaluar la utilización de los resultados hallados en GLDAS, en la predicción estacional. Este sistema de pronóstico, si bien puede reproducir algunas de las características de la humedad del suelo observadas en GLDAS, tiene errores sistemáticos. Asimismo, ciertos procesos fundamentales de las interacciones entre el suelo y la atmósfera, no estarían adecuadamente representados, lo cual podría limitar la capacidad predictiva en baja frecuencia asociada a los modos acoplados suelo-atmósfera.

Palabras clave: humedad del suelo, variabilidad, GLDAS, acople suelo-atmósfera, pronóstico estacional, Sudamérica.

A study on the temporal and spatial soil moisture variability of over South America, and its interactions with evapotranspiration and precipitation at different time scales

Abstract

It is widely accepted that soil moisture conditions can influence the atmosphere by altering the control of the energy and hydrological balance. In this sense, the overall objective of this Thesis is to improve the understanding of the effect of land-atmosphere interactions over South America at different time scales. This is carried out, by studying soil moisture and evapotranspiration variability, and their possible control mechanisms on the processes that favor the occurrence of local precipitation.

The Global Land Data Assimilation System (GLDAS) soil moisture simulations were used, due to the scarcity of observations characterizing the soil states state of the soil variables. The GLDAS soil moisture was assessed against estimations, proxies, and in-situ measurements of soil water conditions over South America. Based on the good agreement shown by GLDAS, a climatology based on these soil moisture simulations was performed.

The mean characteristics of soil moisture and its different temporal and spatial variability scales were documented. The low-frequency variability is important over large regions of the domain, accentuated in deeper soil layers. In some regions, the variability showed significant cycles of 17, 8 and 3 years, also cycles shorter than 12 months, as well as significant cycles in the intraseasonal range. Moreover, it was found that the dominant spatial pattern of soil moisture temporal variability, outside tropical areas is mostly dipolar.

On the other hand, the degree of interaction between soil moisture, evapotranspiration and precipitation was analyzed. In southeastern South America, as well as in other isolated regions, soil moisture anomalies exert some degree of control on precipitation and a higher control on evapotranspiration. In other regions, an opposite behavior was observed, where the atmosphere seems to control soil conditions.

Based on these results, the variability and land-atmosphere coupling strength of a seasonal forecast system was analyzed. The potential prediction skill was evaluated against GLDAS. The forecast system is able to reproduce some characteristics of soil moisture behavior observed in GLDAS. However, it has systematic errors and some fundamental processes of the land-atmosphere interactions are possibly not adequately represented, which could limit the predictive ability in low frequency associated with soil-atmosphere coupled modes.

Key words: soil moisture, variability, GLDAS, land-atmosphere coupling strength, seasonal prediction, South America.

Agradecimientos

A mi directora, la Dra. A. Celeste Saulo, por haberme guiado, formado y ayudado a lo largo de estos 5 años.

A Juan Rivera y a Olga Penalba por haber colaborado ampliamente en la evaluación de la humedad del suelo.

A Carolina Vera por sus valiosas sugerencias

A Nati, básicamente por todo.

A mi familia, por el apoyo a lo largo de todos estos años.

A mis amigos y compañeros de la facultad.

Al CIMA, DCAO y a la UMI por haberme dado un lugar de trabajo para hacer mi doctorado y al CONICET por financiarlo.

A los proyectos CLARIS-LPB y al proyecto IAI-3035, por ayudar en mi formación mediante el apoyo financiero para realizar cursos en el exterior, y generar interacciones con otras disciplinas.

Al equipo de GLDAS y a la Universidad de Viena por suministrar los datos utilizados en esta Tesis.

Al Servicio Meteorológico Nacional, en particular a la Dra. Lorena Ferreira y a Gonzalo Díaz, y a la Comisión Nacional de Actividades Espaciales, por facilitar los datos de profundidad de napa freática y humedad del suelo.

A Nati...

Índice

Capítulo 1: Introducción

1.1. Contexto del estudio	1
1.2. Antecedentes.....	2
1.2.1. Variabilidad observada de la Humedad del Suelo.....	2
1.2.2. Interacciones suelo-atmósfera en Sudamérica.....	5
1.3. Motivación.....	9
1.4. Aplicaciones en pronósticos sub-estacionales y estacionales.....	10
1.5. Objetivos y aporte original.....	12

Capítulo 2: La Humedad del Suelo descrita a partir de distintas fuentes de información

2.1. Humedad del Suelo.....	14
2.1.1. Definiciones.....	14
2.1.2. Métodos de medición y de estimación del contenido de Humedad del Suelo.....	17
2.2. Características del Global Land Data Assimilation System (GLDAS).....	20

2.3. Evaluación y Climatología de la Humedad del Suelo.....	26
2.3.1. Características y validación de la precipitación de GLDAS.....	27
2.3.1.1. Escala Mensual.....	27
2.3.1.2. Escala diaria.....	31
2.3.2. Campos medios y variabilidad de la Humedad del Suelo del GLDAS.....	33
2.3.2.1. Escala mensual.....	33
2.3.2.2. Escala diaria.....	41
2.3.3. Comparación de la Humedad del Suelo con estimaciones y proxies de la Humedad del Suelo.....	46
2.3.3.1. Estimaciones Satelitales.....	47
2.3.3.2. Índice de Precipitación Estandarizado	54
2.3.3.3. Profundidad de la Napa Freática.....	62
2.3.4. Evaluación de GLDAS a escala diaria.....	69

Capítulo 3: Variabilidad temporal y espacial de la Humedad del Suelo

3.1. Variabilidad de la Humedad del Suelo y su relación con la Precipitación.....	76
--	-----------

3.2.1. GLDAS-2 (v2, mensual).....	76
3.2.2. GLDAS-1 (diario 2001-2013).....	110
 Capítulo 4: Acople entre la superficie y la atmósfera en Sudamérica	
4.1. Definiciones.....	121
4.1.1. Acople, Interacciones y Retroalimentaciones.....	121
4.1.2. Acople Local vs Remoto y posibles mecanismos físicos asociados.....	123
4.2. Campos medios y variabilidad estacional de la Evapotranspiración del GLDAS-2 (v2).....	127
4.3. Enfoque Metodológico.....	131
4.3.1. Parámetro de Acople (λ).....	131
4.3.2. Índice de sensibilidad de flujos de superficie (I_ϕ).....	134
4.4. Estimaciones de Acople.....	137
4.5. Diagnóstico y aplicación del parámetro de Acople en un sistema de pronóstico estacional.....	153
 Capítulo 5: Conclusiones.....	170

Apéndice A

A.1. Campos medios estacionales y variabilidad de la Humedad del Suelo, Evapotranspiración y de la Precipitación.....	180
A.2. Comparación GLDAS-1 vs. GLDAS-2.....	188
A.3. Estimaciones diarias del SM-MW.....	191
A.4. Sensibilidad del parámetro de acople a distintos Modelos de Suelo.....	192

Apéndice B

B.1. Cálculo del desvío estándar.....	194
B.2. Filtros Armónicos.....	195
B.3. Espectros de potencia: Blackman-Tukey.....	195
B.3.1. Definición de espectro de potencia.....	195
B.3.2. Blackman-Tukey.....	196
B.4. Wavelets.....	197
B.5. Test de Mann-Kendall.....	198
B.6. SEN: Estimador no paramétrico de la pendiente de la tendencia.....	199
B.7. Variables estandarizadas.....	200

Acrónimos.....	201
-----------------------	------------

Símbolos y Unidades.....	202
---------------------------------	------------

Referencias.....	203
-------------------------	------------

Capítulo 1

Introducción

1.1. Contexto del estudio

Desde hace ya algunas décadas es ampliamente aceptado que las condiciones del suelo como la humedad, la temperatura y la evapotranspiración pueden modular y son moduladas por fenómenos de distintas escalas espacio-temporales tanto a nivel del suelo como de la atmósfera. Esta interacción entre ambos subsistemas del sistema climático se manifiesta esencialmente a partir del control del balance energético e hidrológico (ver Betts et al. 1996; Betts, 2009; Seneviratne et al. 2010, para una revisión del tema).

Una cuestión básica para entender estas interacciones superficie-atmósfera, es la caracterización del ciclo hidrológico a nivel regional. De acuerdo con Dirmeyer (2006a), en su forma más simple, el ciclo hidrológico puede acotarse a los intercambios de agua y energía puramente locales (ver Figura 1.1), donde la precipitación (P) que cae en la superficie se infiltra en el suelo, desde donde puede re-emerger hacia la atmósfera de dos maneras, o bien como evaporación directa (W_1) o bien como transpiración (W_2) a través del sistema vascular de las plantas por medio de sus raíces. Ambas, W_1 y W_2 , son fuentes de evapotranspiración (ET) y generan un flujo de calor latente (LH) hacia la atmósfera que influencia la precipitación futura de dos maneras: proveyendo de humedad a la atmósfera y termodinámicamente contribuyendo con energía a la atmósfera, aumentando la temperatura en niveles bajos e inestabilizando así la capa límite y favoreciendo la formación de convección.

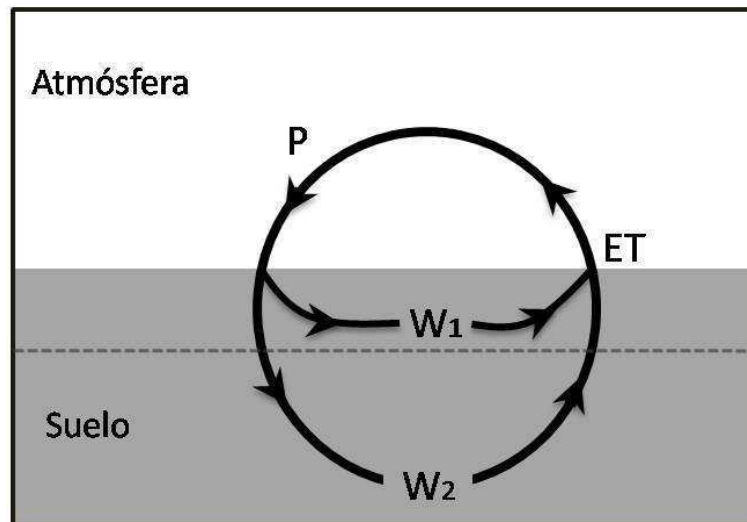


Figura 1.1. Esquema simplificado del ciclo hidrológico local, indicando los intercambios de agua entre el suelo y la atmósfera. Adaptado de Dirmeyer (2006a).

Por lo tanto, avanzar en el conocimiento de cómo es la variabilidad del estado de la superficie (e.g. la humedad del suelo y la evapotranspiración) y de los mecanismos de interacción suelo-atmósfera resulta un aspecto fundamental para identificar el tipo de control que el suelo puede tener sobre la atmósfera y viceversa, identificando las escalas temporales y espaciales relevantes del problema. Sin embargo, este tipo de estudios están condicionados por la falta de datos que representan los estados y las características del suelo.

1.2. Antecedentes

1.2.1. Variabilidad observada de la Humedad del Suelo

La escasez de estudios en los cuales se analice la variabilidad espacial y temporal de la humedad del suelo en períodos largos de tiempo, está relacionada directamente con la carencia de redes observacionales. Las dificultades asociadas a la implementación de redes de medición con buena frecuencia temporal (i.e. diaria), hace que las mediciones de humedad del suelo existentes en Argentina sean, en general, puntuales o sobre regiones limitadas, en escalas mensuales y sobre períodos cortos de tiempo. Como ejemplo, se puede mencionar el trabajo de Salgado (2009), cuyo objetivo es desarrollar un método para estimar y monitorear la humedad del suelo a escala

de cuenca hídrica trabajando en la combinación de mediciones, estimaciones satelitales y un modelo hidrológico. Para ese trabajo realiza mediciones de humedad del suelo cada 15 a 30 días entre los años 2001-2004, sobre una región de 30 km² en las cercanías de Tandil, provincia de Buenos Aires.

Por otro lado, se debe mencionar que las mediciones del nivel o profundidad de la napa freática (i.e. agua subterránea, ver Figura 2.1 del Capítulo 2) son más numerosas y con registros temporales más extensos y continuos sobre la Argentina, respecto a las mediciones de humedad del suelo. En particular, el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y el Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) cuentan conjuntamente con registros de por lo menos 45 estaciones con mediciones, cubriendo diversos períodos temporales, desde unos pocos años hasta series con cerca de 30 años de mediciones para algunas estaciones particulares. En relación a las estaciones de medición del SMN, solo alrededor de 7 de estas están activas actualmente. También existen observaciones de napa freática generadas por el monitoreo coordinado entre el GEA (Grupo de Estudios Ambientales) de la Universidad Nacional de San Luis y el IyDA (Innovación y Desarrollo para el Agro)-Agritest, que cuentan con alrededor de 27 puntos de medición de la napa freática en la región central del país. Estos datos son de utilidad para diversas aplicaciones y pueden complementar en alguna medida los datos de humedad del suelo pero, obviamente, no los reemplazan.

A pesar de la falta de mediciones de humedad del suelo, es importante mencionar el esfuerzo orientado a disminuir esta problemática por parte de la Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE), en el marco del proyecto SAOCOM (Satélite Argentino de Observación Con Microondas), por medio del cual se implementó una red de medición continua de humedad del suelo, relativamente reciente (2012-presente), la cual sigue ampliándose sobre la región de la Pampa Húmeda. De cualquier modo, es claro que es necesario que transcurra un tiempo de monitoreo in situ y remoto suficientemente largos como para que estas mediciones puedan emplearse para elaborar climatologías.

En el hemisferio norte y principalmente en partes de Europa, ex Unión Soviética, Ucrania, China, Mongolia y en Estados Unidos, sí se cuenta con

redes observacionales con mediciones continuas sobre períodos largos de tiempo. Entre los trabajos que analizan estos datos se puede mencionar a Vinnikov et al. (1996); Robock et al. (1998); Entin et al. (2000) Amenu et al. (2005); Lawrence y Hornberger (2007); Famiglietti et al. (2008); y Mittelbach y Seneviratne (2012), los cuales estudian, entre otros aspectos, la variabilidad de la humedad del suelo. Por ejemplo, el trabajo de Famiglietti et al. (2008), empleando unas 36.000 observaciones de humedad del suelo ubicadas en la región central de Estados Unidos, documenta que al variar la escala espacial de las observaciones entre un rango de 2.5m a 50km, se observan cambios en las relaciones entre el desvío estándar, el sesgo de la distribución y el coeficiente de variación de la humedad del suelo con el contenido medio de humedad en el suelo. En particular muestran que, en el rango espacial analizado, la variabilidad de la humedad del suelo se incrementa al aumentar la escala espacial. Sin embargo, son cautos en extrapolar los resultados a otras regiones del mundo con características distintas de topografía, vegetación, etc.

En base algunos de los trabajos recién mencionados y a los que se hace referencia en Seneviratne et al. (2010), como Vinnikov et al. (1996); Robock et al. (1998); Entine al. (2000) y a las referencias mencionadas en estos, se sugiere que la escala espacial de variabilidad de la humedad del suelo puede dividirse, a grandes rasgos, en 2 categorías: una escala de variabilidad pequeña (<20 km) la cual es afectada por variaciones relacionadas con las características de la superficie y la sub-superficie, como las características y heterogeneidades del suelo y variaciones de la cobertura vegetal; y una escala de variación regional que varía entre 40-500 km, afectada principalmente por los forzantes meteorológicos / climatológicos. Este resultado es particularmente relevante para la estrategia que se adopta en esta Tesis, que trabaja en resoluciones espaciales del orden de los 100 km o menores.

Respecto a la variabilidad temporal de la humedad del suelo se pueden mencionar los trabajos de Vinnikov et al. (1996), Amenu et al. (2005) y Wilson et al. (2004) entre otros. Utilizando mediciones pertenecientes al Illinois Climate Network (Hollinger et al. 1994), en Estados Unidos, Amenu et al. (2005) destaca la importancia de distintos modos de variabilidad interanual de la humedad del suelo evidente en los espesores más profundos, respecto a los

espesores más superficiales, donde el ciclo anual es el modo de variabilidad dominante. En el trabajo de Entin et al. (2000), se documenta que la persistencia de la humedad del suelo es del orden de 2 -3 meses, llegando hasta los 6 meses para los espesores más profundos. A su vez notan que la variación latitudinal de la persistencia es más importante en latitudes medias, y también que la persistencia es mayor durante el invierno en las regiones analizadas. En Wilson et al. (2004), se emplean observaciones provenientes de dos cuencas en Australia y tres en Nueva Zelanda. Los autores encuentran que, sobre un período de 2 años, la variabilidad estacional es la más importante vinculada principalmente con los forzantes climáticos, y que la varianza temporal de la humedad del suelo observada es cinco veces mayor a la varianza espacial entre los puntos de medición empleados. A pesar de esto, los autores resaltan que todavía es pobremente comprendida la importancia relativa de los distintos procesos que controlan la humedad del suelo en distintas escalas espaciales y temporales.

Esta serie de estudios denota que la humedad del suelo presenta variabilidades en escalas que van de lo estacional a lo interanual, lo cual, a su vez, presenta una gran dependencia regional. Esto constituye una motivación importante para documentar esta variabilidad sobre Sudamérica, donde no existen estudios de esta naturaleza.

1.2.2. Interacciones suelo-atmósfera en Sudamérica

Hay pocos antecedentes respecto al estudio de cómo son las interacciones suelo-atmósfera en Sudamérica. La mayoría de estos estudios están enfocados a analizar la sensibilidad a condiciones relativamente húmedas o secas del suelo a escala continental mediante simulaciones numéricas en escalas de tiempo que van desde lo mensual a lo estacional. En tal sentido, pueden citarse los trabajos de Grimm et al. (2007), Collini et al. (2008) y Sörensson et al. (2010), los que a su vez se concentran en estudiar cómo los cambios en la humedad del suelo pueden modular la evolución del Monzón Sudamericano. Si bien los resultados de estos trabajos no son estrictamente comparables, dada la variedad de enfoques experimentales y de

períodos de estudio, lo cierto es que todos coinciden en señalar que el inicio de la estación lluviosa, así como también su duración e intensidad, son significativamente afectadas por las condiciones de la superficie.

En una línea similar se puede destacar el trabajo de Sörensson y Menéndez (2011), en el cual se aplica la metodología propuesta en GLACE (Global Land–Atmosphere Coupling Experiment, Koster et al. 2004), calculando la intensidad del acople suelo-atmósfera a partir de simulaciones idealizadas para el verano 1992-93, empleando datos diarios generados con un modelo regional. Los autores encuentran que la Cuenca del Plata y el noreste de Brasil son regiones de fuerte acople entre la humedad del suelo y la evapotranspiración. En base a los resultados obtenidos por Sörensson y Menéndez (2011), y centrado sobre el mismo período, el trabajo de Ruscica et al. (2014) analiza más en detalle los procesos físicos involucrados en las interacciones suelo-atmósfera sobre distintas subregiones dentro de SESA. Encuentran que en las regiones de Uruguay y el noreste argentino el acople entre la humedad del suelo y la evapotranspiración es importante, sumado a que la memoria de la humedad del suelo es relativamente alta. Según los autores, en estas regiones una mejora en las condiciones iniciales de la humedad del suelo podría mejorar la predictibilidad de las variables de la superficie en una escala mensual.

Es importante mencionar que la utilización de modelos de suelo capaces de representar procesos más complejos, como nieve o vegetación dinámica, generan un impacto positivo en la caracterización de la circulación atmosférica, como es analizado en los trabajos de Xue et al. (2006) y Ma et al. (2011). En particular, el trabajo de Xue et al. (2006) explora el rol de los procesos biofísicos de la vegetación en la estructura y evolución del Monzón Sudamericano con énfasis en la precipitación. Los autores concluyen que la utilización de un modelo de suelo más complejo mejora la representación de la precipitación mensual de verano, y consecuentemente la de las características temporales y espaciales del monzón.

Se puede destacar también el trabajo de Pessacg y Solman (2011), el cual se enfoca en analizar los impactos en las variables atmosféricas al modificar el tipo de suelo y la cobertura vegetal. Las autoras realizan varias

simulaciones idealizadas, una de las cuales consiste en expandir la frontera agrícola hacia el oeste en el sur de Sudamérica para dos trimestres de verano. Los resultados indican un aumento en la precipitación y una disminución de la temperatura en el norte de Argentina, partes de Bolivia y Paraguay, debido principalmente a un aumento en el flujo de calor latente asociados a ese escenario.

Indagando de manera exploratoria la variabilidad de la precipitación y de la humedad del suelo sobre Sudamérica, en escalas intraestacionales, Saulo et al. (2009) documentan que, durante la estación cálida 2002-2003, la variación de la humedad del suelo simulada sobre la región de SESA, presenta una respuesta en fase con el índice SASS (South American See-Saw, González et al. 2008), en tanto que la humedad del suelo sobre la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ, por su denominación en inglés) parece mucho menos modulada por esa actividad intraestacional. En otra línea, se encuentra el trabajo de Saulo et al. (2010), que se concentra en un caso particular y analiza con simulaciones numéricas, los mecanismos de retroalimentación entre la humedad del suelo y la precipitación asociada a escala diaria, mostrando el impacto que ejerce una variación del 50% en la humedad del suelo sobre la intensidad y la ubicación de la precipitación asociada a un caso de Baja del Noroeste Argentino. En este caso, los autores destacan el efecto del estado de la superficie en aumentar o disminuir la inestabilidad convectiva disponible (CAPE) y de esa manera, modular la precipitación localmente.

Complementariamente a los estudios de sensibilidad basados en modelos numéricos, otro enfoque utilizado para estudiar las interacciones entre la superficie y la atmósfera, es mediante metodologías estadísticas. En este sentido se puede citar el trabajo de Zhang et al. (2008), el cual aplica una metodología basada en un cociente de covarianzas desfasadas en el tiempo, para estimar el grado de acople entre la humedad de suelo y la precipitación para el verano boreal. Los autores utilizan datos del GLDAS-1 (Global Land Data Assimilation System versión 1, Rodell et al. 2004) y observaciones de precipitación; y concluyen que los resultados obtenidos para el hemisferio norte son coherentes con los hallados en GLACE. Sin embargo son cautelosos respecto a los valores de acople altos obtenidos con esta metodología en las

regiones tropicales, debido a que podrían ser aumentados de manera espuria por el efecto remoto de las condiciones oceánicas, en particular la temperatura de la superficie del mar, sobre la persistencia de la precipitación.

En relación con este último punto, Orłowsky y Seneviratne (2010), analizan la posible influencia de las SST (temperatura superficial del mar por sus siglas en inglés) en la humedad de suelo, a través de la precipitación. Para ello, utilizan los datos del ERA-40, un reanálisis del European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), y evalúan el acople de la SST y de la humedad del suelo con la precipitación y la temperatura, empleando la misma metodología que Zhang et al. (2008). Encuentran que, en muchos casos, las regiones de intenso acople entre la humedad de suelo y la precipitación son subregiones de fuerte acople SST-precipitación. También encuentran que grandes zonas de los así denominados “hot spots”, identificados en simulaciones numéricas (Koster et al. 2004; Seneviratne et al. 2006; Notaro, 2008), presentan una fuerte influencia tanto de la humedad del suelo como de las SST, que no pueden atribuirse en forma diferenciada. Este resultado sugiere que la atribución a efectos remotos vs. locales sobre la precipitación no es un problema resuelto y presenta resultados controversiales.

Estudios recientes sugieren separar los segmentos del ciclo hidrológico en su parte terrestre y atmosférica al utilizar metodologías estadísticas, dado que esto facilitaría la interpretación de los resultados. Para ello, Dirmeyer (2011), propone un índice para cuantificar la sensibilidad de la evapotranspiración y otros flujos de la superficie a la humedad del suelo. Este índice busca determinar regiones donde no solo las correlaciones entre esas cantidades sean altas, sino también donde la humedad del suelo tenga el potencial de generar grandes variaciones en los flujos de la superficie. El autor encuentra valores máximos de este índice para el verano austral en todo el centro y norte de Argentina, y concluye que los hot spots hallados con este índice también presentan regiones geográficas similares a las encontradas con otras metodologías (e.g. GLACE). Igualmente, esta última conclusión no puede verificarse para el verano austral, dado que GLACE se centró en el verano boreal.

1.3. **Motivación**

A pesar de la escasez de observaciones de variables de superficie, puede notarse un progreso importante en los últimos años en el grado de entendimiento que se tiene tanto de los procesos a nivel del suelo como de las interacciones superficie-atmósfera. Particularmente, gracias al uso de técnicas de asimilación capaces de combinar datos del suelo obtenidos mediante sensores remotos y modelos de suelo mucho más detallados que los primeros modelos de balance, se dispone de varios conjuntos globales de datos que definen el estado del suelo. Algunos ejemplos son los conjuntos GSWP-2 (Global Soil Wetness Project, versión 2, Dirmeyer et al. 2006b), GOLD-2 (Global Offline Land-surface Dataset versión 2, Dirmeyer and Tan, 2001), WATCH (Water and Global Change Project, Weedon et al. 2011) y GLDAS. Un aspecto interesante de estos dos últimos es que emplean diversos modelos de suelo, que se ejecutan off-line (es decir no son operativos ni se acoplan a los modelos atmosféricos globales operativos) y son forzados por análisis y observaciones. Por lo tanto, no padecen los errores sistemáticos de los modelos atmosféricos y conforman un análisis de datos de superficie con alta frecuencia espacial y temporal.

Si bien, es importante reconocer que la visión descrita en la Figura 1.1 es sumamente simplificada, ya que no considera, por ejemplo, los aportes no-locales de humedad en la atmósfera, puede ayudar a dar los primeros pasos hacia la caracterización del ciclo hidrológico a nivel local. De esta manera, documentar cómo es la precipitación, la humedad del suelo y la evapotranspiración resultan aspectos básicos para poder avanzar en la descripción de las interacciones en escalas climáticas. Esto es particularmente necesario sobre Sudamérica, donde se han efectuado menos análisis de esta naturaleza debido, como se ha indicado, a la falta de datos y a que las simulaciones numéricas globales o bien corresponden al verano del hemisferio norte (e.g. Koster et al. 2006) o bien toman temporadas individuales del verano austral (e.g. Sörensson et al. 2010 y Ruscica et al. 2014). Esto sugiere que la utilización de un conjunto de datos que permita un análisis en escalas climatológicas como es el GLDAS, complementado por otras fuentes de estimación de los estados del suelo que estén disponibles sobre la región, por

ejemplo las estimaciones satelitales (SM-MW, Dorigo et al. 2012), podrían constituir un marco referencial básico para elaborar una climatología de la humedad del suelo y documentar cómo se relacionan las distintas variables que caracterizan el ciclo hidrológico a escala local.

La importancia de conocer con más detalle las variables de superficie también radica en que la sensibilidad del sistema climático al estado del suelo, tal como se obtiene a partir de un sistema de modelos acoplados depende, no sólo de la región geográfica, sino también de los modelos en cuestión (Koster et al., 2006). Es decir, el conocimiento de la calidad con que los modelos representan estas variables, sería clave para caracterizar la predictibilidad en aquéllas escalas/regiones en que el acople entre el suelo y la atmósfera es significativo (Dirmeyer et al. 2009; Seneviratne et al. 2010; Dirmeyer, 2013). Así como el océano es una componente crítica en los sistemas de pronóstico estacionales actuales, su impacto en áreas continentales de latitudes medias, durante el verano es limitado (e.g. Dirmeyer, 2003, Koster et al. 2010). Como se menciona en Koster et al. (2010) y en las referencias que ahí se citan, es en estas regiones, donde el aporte de la humedad del suelo, podría ser significativo, dado que la memoria de la misma puede extenderse hasta algunos pocos meses. Así, por ejemplo, la persistencia de anomalías positivas (negativas) de humedad del suelo durante el verano, podrían conducir a anomalías positivas (negativas) de evaporación, lo que a su vez podría generar un enfriamiento (calentamiento) evaporativo del aire cercano a la superficie. Dependiendo de las condiciones, las anomalías de la evaporación podrían generar anomalías en la precipitación.

1.4. Aplicaciones en pronósticos sub-estacionales y estacionales

Como se mencionó previamente, una de las motivaciones para analizar los mecanismos de acople entre la superficie y la atmósfera es el potencial que puede tener para mejorar la calidad de los pronósticos subestacionales y estacionales. Más aún, expertos en predicción estacional indican la necesidad de una adecuada representación de las componentes del sistema climático con evolución más lenta como la humedad del suelo y la vegetación por ejemplo,

para mejorar los pronósticos en escalas sub-estacionales, estacionales y en escalas mayores (Doblas-Reyes et. al. 2013, entre otros).

En este sentido, es interesante mencionar el trabajo de Müller y Seneviratne (2012), en el cual utilizan el índice de precipitación estandarizada (SPI por su sigla en inglés) como indicador de la condición de humedad en el suelo y el número de días cálidos del mes más cálido para cada región del globo, para estimar el grado de influencia de las condiciones preexistentes de humedad en el suelo sobre la temperatura/olas de calor. Los autores encuentran regiones de acople en concordancia con los resultados obtenidos en GLACE, a pesar de las distintas escalas temporales que utiliza cada metodología. Este trabajo sugiere que la información sobre las condiciones iniciales de humedad del suelo, es de suma importancia para predecir correctamente las temperaturas superficiales de verano sobre los continentes con una dada antelación.

Los resultados de la segunda fase del proyecto GLACE (GLACE-2), justamente apuntan a cuantificar las posibles mejoras en la calidad de los pronósticos debido al efecto de una mejor representación de la superficie. La media del multi-modelo de GLACE-2 muestra una contribución significativa de la humedad del suelo en la calidad de los pronósticos de verano de la temperatura a 2 metros de hasta 2 meses sobre Norteamérica y Europa (Koster et al., 2010, van den Hurk et al., 2010). Otros estudios también muestran que en pronósticos a corto plazo (e.g. 24 horas), una adecuada representación de la cobertura del suelo (i.e. vegetación) genera mejoras en la calidad de los pronósticos, como se muestra en Case et al. (2008, 2011) sobre Estados Unidos.

También reviste gran importancia el hecho de pronosticar la humedad del suelo per se, como es mencionado en Seneviratne et al. (2010), independientemente de los impactos en la temperatura y en la precipitación, por su directa relación con las sequías agrícolas (Heim, 2002). A su vez, como mencionan los autores, los sistemas de alerta temprana de sequías pueden aprovechar la memoria intrínseca asociada a la humedad del suelo.

De los antecedentes expuestos se deriva por un lado la necesidad de documentar en detalle el comportamiento de las variables que caracterizan el estado del suelo y de profundizar las investigaciones tendientes a comprender los mecanismos de interacción de la superficie terrestre con la atmósfera en distintas escalas temporales sobre Sudamérica. Además sugieren que una mejor caracterización de los mismos tendría impactos favorables en la calidad de la predicción a distintos plazos.

1.5. Objetivos y aporte original

El objetivo general de la presente Tesis Doctoral es el de mejorar la comprensión del efecto que tienen las interacciones superficie terrestre-atmósfera en la precipitación de Sudamérica en distintas escalas temporales, a partir de un conocimiento más profundo de la humedad del suelo y su variabilidad, así como también de la evapotranspiración, y los posibles mecanismos de control de estas variables sobre los procesos que favorecerían la ocurrencia de lluvia en forma local.

A su vez, los objetivos específicos se pueden detallar en:

- Caracterizar distintas componentes del ciclo hidrológico sobre Sudamérica -con énfasis en la humedad del suelo y en la precipitación- a partir de los conjuntos de datos provenientes de modelos de suelo generados en forma off-line (e.g. GLDAS en su versión 1 y 2), evaluando y comparando estos datos con observaciones in-situ, proxy datos y estimaciones satelitales en los lugares geográficos y períodos temporales en que sea posible.
- Documentar el grado de acople entre la superficie y la atmósfera mediante técnicas estadísticas, y proponer posibles mecanismos físicos subyacentes en ese acople.
- Evaluar la calidad con que un sistema de pronóstico estacional representativo del estado del arte simula la climatología de la humedad del suelo y las relaciones entre distintas variables del ciclo hidrológico sobre Sudamérica.

El aporte original que busca dar esta Tesis Doctoral, se basa en mejorar el entendimiento que se tiene del comportamiento de las variables del suelo y sus interacciones con la atmósfera y particularmente con la precipitación estival en Sudamérica.

Los estudios previos dentro de esta línea, no cubren períodos suficientemente extensos, sino que se enfocan en eventos particulares. En este sentido, el presente estudio ofrecerá una climatología de la humedad del suelo y de otras variables del ciclo hidrológico, como la evapotranspiración, que sin dudas aportará a la caracterización del clima de Sudamérica. Esta climatología, se basará en datos que son combinaciones de modelos y observaciones, y se contrastará con datos in-situ y estimaciones satelitales en los períodos y lugares en que las mismas estén disponibles, a los fines de contribuir a la verificación de fuentes alternativas de información, tales como las aquí empleadas.

Además, esta Tesis documentará las áreas extratropicales de Sudamérica en las que el acople superficie-atmósfera sea importante durante el verano austral. Para ello se apoyará en técnicas estadísticas utilizadas en estudios semejantes. En base a estos resultados se propondrá un modelo conceptual de cuáles serían los mecanismos físicos que explican las relaciones entre variables. De esta manera, se presenta una metodología que permitirá diagnosticar sobre distintas regiones el potencial de las anomalías de humedad del suelo como predictor de anomalías de precipitación a escala mensual en un sistema de pronóstico estacional. En tal sentido, es una contribución original a la predicción en escalas intraestacionales para los períodos estivales, particularmente cuando la señal del ENSO sea débil, lo cual constituye un importante complemento a otras herramientas de pronóstico en estas escalas temporales.

Capítulo 2

La Humedad del Suelo descrita a partir de distintas fuentes de información

En este capítulo se describen nociones básicas acerca de la humedad del suelo (unidades, etc.) así como también las características principales de los datos del GLDAS, generados a partir de modelos de suelo, incluyendo una discusión de la calidad de los datos con que se fuerzan esos modelos. Se presenta una climatología básica de la humedad del suelo y finalmente, se evalúa la representatividad de la humedad del suelo simulada por GLDAS respecto a diferentes estimaciones, proxies y mediciones in situ de la humedad del suelo.

2.1. Humedad del Suelo

2.1.1. Definiciones

La humedad del suelo (θ) se puede definir de diversas maneras, dependiendo del objetivo del estudio o del instrumental de medición. A continuación se detallan algunas definiciones siguiendo el trabajo de Seneviratne et al. (2010). Normalmente, la θ se define como el contenido de agua ubicado en la capa/espesor del suelo no saturado, es decir entre la interfaz suelo-atmósfera y la napa freática, (Hillel, 1998). Pero como en la práctica solo una fracción de θ es relevante o medible, entonces necesita ser considerada en relación a un dado volumen. La humedad del suelo volumétrica (θ_{vol}) en el volumen de suelo V (por ejemplo, los volúmenes A o B indicados en la Figura 2.1) está definida por

$$\theta_{vol} = \left(\frac{\text{volumen de agua (m}^3\text{)}}{\text{volumen de suelo (m}^3\text{)}} \right) \quad \text{Ec. 2.1}$$

Esta ecuación es aplicable en múltiples escalas, desde cm³ hasta km³ dependiendo del objetivo del estudio. En los modelos de suelo y en los modelos hidrológicos, donde el suelo es dividido en capas discretas, θ se expresa en general en mm de agua/mm de suelo.

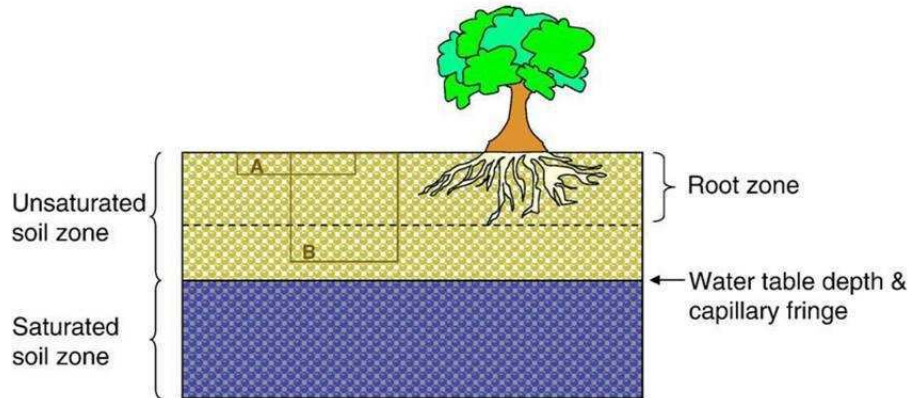


Figura 2.1. Esquema de las distintas profundidades del suelo y sus características. Tomado de Seneviratne et al. (2010).

Una dificultad que presenta esta definición de θ es la caracterización del volumen de suelo V (Ec. 2.1). En realidad, la distribución de θ en la vertical y en la horizontal no es homogénea, difiriendo así en los diferentes volúmenes. Esto es de gran importancia a la hora de comparar métodos de medición/estimación, los cuales pueden estimar por ejemplo, solo los primeros centímetros de suelo (e.g. sensores remotos en microondas), mediciones in-situ en un pequeño volumen a una cierta profundidad o pueden estimar el cambio total de todas las componentes del sistema hidrológico (nieve, agua subterránea, agua superficial, humedad del suelo, etc.) como en el caso de Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE, Whar et al 1998). Esto denota que debe ser muy cuidadosa la comparación de θ obtenida a partir de distintas fuentes. En ciertas definiciones de θ , como en la zona de raíces, el volumen V pasa a ser una función del tiempo y del espacio, variando de acuerdo al crecimiento de las plantas (Jackson et al. 1996; Schenk y Jackson, 2002) y de la napa freática, la cual es la superficie de agua que varía entre la región no saturada y la saturada correspondiente a los acuíferos.

Otra definición que se emplea, es el contenido máximo de humedad en el suelo, que está dado por la porosidad del mismo. Este contenido máximo de θ es el contenido de humedad del suelo de saturación o Θ_{sat} . Al utilizar Θ_{sat} , una definición que se adopta para cuantificar el contenido de humedad es el cociente de saturación: $\Theta_s = \theta / \Theta_{sat}$, el cual varía entre 0 (sin humedad en el suelo) a 1 (saturación completa $\theta = \Theta_{sat}$). Es importante mencionar que, en realidad, el máximo contenido de agua disponible para las plantas es la diferencia entre la capacidad de campo ($\Theta_{cap. \text{ campo}}$) y el punto de marchitez permanente (Θ_{wilt}). El agua no puede ser “sostenida” contra el drenaje gravitacional por sobre la capacidad de campo, y es retenida de manera muy intensa por la matriz del suelo y no es accesible para las plantas si el contenido de agua se encuentra por debajo del punto de marchitez (ver por ejemplo Hillel, 1998 para más detalles). La capacidad de campo depende fuertemente de las propiedades del suelo, como la textura, así como el punto de marchitez depende del tipo de vegetación (ver Sperry et al. 2002; Hupet et al. 2005). A su vez, estas características tienen también una gran variación geográfica. La capacidad de campo y el punto de marchitez, se pueden utilizar para definir el índice de humedad del suelo SMI, (Soil Moisture Index, por sus siglas en inglés, Betts, 2004) $SMI = (\theta - \theta_{wilt}) / (\theta_{cap. \text{ campo}} - \theta_{wilt})$. El SMI es una medida del contenido de θ expresada en relación con la humedad efectivamente disponible para las plantas.

La θ también puede ser definida en términos absolutos, como la profundidad de agua en mm o la masa de agua en kg/m^2 . Esta definición pasa a ser relevante para los cálculos que involucren balances del ciclo hidrológico, ya que puede compararse directamente con la precipitación. Si se asume que el espesor de suelo (d) es conocido, y que la densidad del agua (ρ) es de $1000 kg/m^3$, se puede convertir la θ_{vol} (m^3/m^3) a $\theta_{absoluta}$ (kg/m^2 o mm, ver para más detalle Spennemann, 2010), y viceversa, de acuerdo a la siguiente expresión

$$\theta_{absoluta} (kg/m^2) = \theta_{vol} (m^3/m^3) \cdot d(m) \cdot \rho (kg/m^3) \quad \text{Ec. 2.2}$$

A partir de las definiciones de θ mencionadas, en esta Tesis se usarán tanto las expresiones de humedad del suelo volumétricas (θ_{vol}) como las absolutas

(θ_{absoluta}), dependiendo de los conjuntos de datos que se utilicen y del análisis que se realice.

2.1.2. Métodos de medición y de estimación del contenido de Humedad del Suelo

Una correcta caracterización espacial y temporal de θ sobre una región, requiere trabajar con mediciones precisas o estimaciones representativas de esta variable. En relación a ello, las mediciones de mayor precisión son las obtenidas in-situ, ya sea mediante métodos directos como el gravimétrico (ver Salgado, 2009) o mediante métodos indirectos como por ejemplo las sondas TDR (Robinson et al. 2008). La desventaja de las mediciones in-situ, es que para lograr una representación regional de la variable es necesario contar con una red de mediciones. En las últimas décadas, hubo un gran avance en la generación e incorporación de observaciones de θ en ciertas regiones del mundo (ver el International Soil Moisture Network, <http://ismn.geo.tuwien.ac.at>). A pesar de estos avances, en regiones como Sudamérica la baja densidad de observaciones (Seneviratne et al. 2010) y sus discontinuidades temporales durante períodos largos de tiempo, dificultan un análisis de las condiciones hídricas del suelo. Esto mismo sucede con las mediciones de la profundidad de la napa freática. Los detalles de cómo se mide el nivel de la napa freática se puede consultar en Hillel (1998).

Las estimaciones de θ mediante sensores remotos se pueden dividir en 2 grupos. Por un lado se encuentra el proyecto GRACE, que mide las deformaciones del campo gravitatorio, con lo que logra estimar los cambios mensuales en el contenido total de agua sobre los continentes. Una ventaja de este conjunto de datos es la amplia cobertura espacial respecto a las observaciones in-situ. Sin embargo, no será utilizado en este trabajo de Tesis por la baja resolución espacial de los datos. Por otro lado, están los sensores en microondas pasivos (radiómetros) y activos (escaterómetros). La diferencia principal entre ambos, es que los sensores pasivos miden directamente la emisión de la tierra, mientras que los sensores activos emiten un pulso

electromagnético y la energía dispersada que regresa al sensor desde la tierra. Los datos provenientes de este tipo de sensores, tienen por lo general una buena cobertura espacial y una alta frecuencia temporal (del orden de los días, dependiendo del satélite), pero solo logran estimar la humedad en los primeros centímetros del suelo. Recientemente, como se detalla en Liu et al. (2012) y Wagner et al. (2012) se desarrolló un algoritmo para fusionar diferentes sensores remotos, tanto activos como pasivos, de θ superficial (SM-MW). Esta combinación genera un período extenso de datos diarios (1979-2010), lo que permitiría realizar análisis climatológicos. Los sensores utilizados son el ASCAT, ERS, AMSR-E, SMMR (ver los detalles en la sección 2.3.3.1). Sin embargo, y como se mostrará en esa sección, este conjunto de datos presenta ciertas limitaciones que deben ser tenidas en cuenta: los cambios de los sensores a lo largo del tiempo generan cambios en la varianza, haciendo que las series temporales sean no estacionarias; las incertidumbres de ciertos sensores son del orden de magnitud del valor estimado. A pesar de esto, si este producto se utiliza en forma mensual o estacional (promedio de 3 meses) y durante períodos en que la varianza se mantiene “estable”, puede proveer información muy valiosa de las condiciones de θ superficial (ver Dorigo et al. 2012).

También es importante mencionar la utilización de datos provenientes de reanálisis basados en modelos acoplados de la atmósfera y el suelo para el estudio del ciclo hidrológico y las interacciones entre ambos sistemas (Dirmeyer, 2011; Mei y Wang, 2012; entre otros). Sin embargo, Dirmeyer (2011) señala posibles desventajas de utilizar datos de reanálisis, como el MERRA-Land (Rienecker et al. 2011; Reichle et al. 2011), para representar la climatología del ciclo hidrológico, ya que debido a la inclusión de datos provenientes de distintos satélites generaría inconsistencias a lo largo del período de estudio, como se mencionó anteriormente. En este sentido, y como es señalado por muchos autores (Rodell et al. 2004, Dirmeyer, 2011 entre otros), la utilización de simulaciones con modelos de suelo forzados con observaciones (i.e. desacopladas de modelos atmosféricos) muestran ser más consistentes para realizar análisis climatológicos del ciclo hidrológico terrestre. Las principales desventajas de estos conjuntos de datos son que dependen de

la calidad de los datos de entrada para los modelos de suelo (precipitación, radiación, etc.) y también la representatividad de los propios modelos de suelo y las incertidumbres asociadas (ver por ejemplo Guo et al. 2006a y Kato et al. 2007). A pesar de ello, estos conjuntos de datos, mencionados en el Capítulo 1, son una valiosa alternativa para estudiar los estados del suelo. En particular, el GLDAS y el WATCH usan varios modelos de suelo y comprenden períodos de tiempo más largos, comparados con GSWP-2 y GOLD-2.

En base a la descripción de los distintos conjuntos de datos que pueden ser empleados para realizar una evaluación de la climatología de la humedad del suelo a escala regional, es que en este trabajo de Tesis se decidió utilizar datos del GLDAS obtenidos a partir simulaciones desacopladas. Dentro de las opciones del GLDAS se seleccionaron aquellas generadas con los forzantes (específicamente la precipitación) más representativos de la climatología de Sudamérica y en particular las generadas con el modelo de suelo NOAH, ya que fue ampliamente validado en otras regiones. En algunas secciones de esta tesis, se ampliará la selección de modelos de suelo para evaluar la incertidumbre asociada a la calidad del modelo.

A continuación se describen las principales características del conjunto de datos GLDAS.

2.2. Características del Global Land Data Assimilation System (GLDAS)

El GLDAS es un sistema de asimilación de datos de superficie que fue desarrollado conjuntamente por la NASA, Goddard Space Flight Center (GSFC), la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) y el National Centers for Environmental Prediction (NCEP). Como tal es una combinación entre datos observacionales y modelos de suelo que son forzados por variables atmosféricas. El GLDAS provee en forma global y en alta resolución, campos de flujos de calor sensible y latente, así como también estados del suelo simulados a partir de cuatro modelos de suelo diferentes. Las distintas versiones de GLDAS, los forzantes y las características de los distintos modelos de suelo utilizados, se detallan en la Tabla 2.1. Nótese que las versiones 2 de GLDAS (GLDAS-2) fueron forzadas con datos especialmente diseñados para realizar simulaciones climáticas con modelos de suelo. En GLDAS-1, al cambiar el origen o tipo de datos de entrada a lo largo del período, se introducen tendencias no realistas en las variables simuladas por los modelos de suelo (Rui et al. 2012). A su vez, en Rui et al. (2012) se advierte sobre grandes imprecisiones en los forzantes durante los años 1995-1997 (ver Anexo A). La incertidumbre asociada a este período, llevó a remover el mismo en los análisis llevados a cabo con GLDAS-1. Este período de tiempo, también fue removido de los distintos conjuntos de datos toda vez que fueron comparados con el GLDAS-1. Por otro lado, el experimento 881 del GLDAS-1 (2000-2014), utiliza al modelo NOAH en alta resolución (ver Tabla 2.1), y aplica una corrección en base a los datos del MODIS de la cobertura espacial de nieve. Debido a que se advirtieron errores relacionados con la interpolación de la precipitación, en particular sobre Sudamérica, es que se decidió excluir este conjunto de datos del análisis de esta Tesis.

En Zaitchik et al. (2010) se realiza una descripción minuciosa sobre las características de los modelos de suelo, que se puede resumir básicamente en: los modelos de suelo son unidimensionales, representando los procesos que se dan en una columna (los flujos de agua y energía solo varían en la vertical), simulan la temperatura, la θ , la nieve, los flujos de calor latente y calor sensible, el agua almacenada en la canopia, y pueden ejecutarse en forma acoplada o

desacoplada a modelos atmosféricos. A su vez es importante mencionar que para calcular la evaporación, estos modelos de suelo por lo general se basan en formulaciones del tipo de evapotranspiración potencial de Penman según Mahrt y Ek (1984). Los modelos separan la evaporación (evapotranspiración) total (suelo + vegetación) en: evaporación directa desde la superficie, transpiración a través de la canopia, evaporación de la precipitación interceptada por la canopia y sublimación de la nieve. Con excepción del modelo MOSAIC, el resto de los modelos de suelo se encuentran en permanente desarrollo. En particular el modelo NOAH, al ser utilizado operativamente en el NCEP es sujeto a validaciones frecuentes (e.g. Xia et al. 2013; Jaksa et al. 2013; Livneh et al. 2010; Kato et al. 2007; Guo y Dirmeyer, 2006a; Schaake et al. 2004; Sridhar et al. 2003). La característica más importante incorporada en todos los modelos de suelo utilizados en GLDAS, proviene del concepto introducido en el modelo MOSAIC. Esta característica se basa en permitir que cada caja de la retícula pueda ser subdividida en “mosaicos” de vegetación permitiendo una simulación de la variabilidad en escalas menores al área de la retícula (Avisar y Pielke, 1989). Poder representar la variabilidad en escalas sub-reticulares es de importancia, sobre todo cuando se trabaja con resoluciones no muy altas, por ejemplo $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. De esta forma pueden coexistir múltiples tipos de vegetación definidos en base a la cobertura del suelo de la UMD (University of Maryland) de 1 km de resolución (Hansen et al. 2000) si cubren más de un 10% del total de los mosaicos. Los flujos y estados resultantes de cada punto de retícula son el promedio pesado de cada uno de los mosaicos

Además de las diferencias entre las versiones de GLDAS mostradas en la Tabla 2.1, a continuación se mencionarán las principales diferencias respecto a los tipos de suelo, clases de vegetación y de topografía. El GLDAS-2 utiliza información de distintos parámetros del suelo proveniente del MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), mientras que el GLDAS-1 utiliza la información basada en el AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer). Ambas versiones del GLDAS utilizan el esquema de clasificación de vegetación de la UMD. La información básica del suelo usada en GLDAS (<http://ldas.gsfc.nasa.gov/gldas/GLDASsoils.php>) se basa los datos globales de

suelo derivados por Reynolds et al. (1999). Estos datos incluyen las fracciones de arcilla, arena, limo y porosidad, basados en los mapas de suelo del mundo de la FAO (Food and Agriculture Organization) en combinación con más de 1300 muestras de suelo.

En la documentación creada por el equipo de GLDAS, se menciona también que en GLDAS-2 se decidió retener en mayor medida las configuraciones originales de cada modelo de suelo, a diferencia de cómo se realizó en GLDAS-1. La base de datos de topografía utilizada en ambas versiones fue la GTOPO30. Cabe señalar que las especificaciones de tipo de suelo, vegetación y otras propiedades del suelo son un condicionante importante respecto de los detalles regionales y temporales que pueden ser efectivamente representados por GLDAS.

Aspectos tales como variaciones en el ciclo fenológico de cultivos, o cambios en uso de suelo entre muchos otros, no son tenidos en cuenta en este sistema de asimilación. Igualmente se considera que este estudio es un punto de partida necesario para una caracterización a escala regional que posteriormente deberá ser profundizada en escalas más locales.

Para inicializar los modelos de suelo, se utilizó el valor climatológico de ese día y de cada modelo de suelo en particular, que para el GLDAS-2 fue el 1 de enero de 1948, mientras que para el GLDAS-1 fue el 1 de enero de 1979.

Producto	Modelo de Suelo	Forzantes	Espesores de suelo	Período y resolución temporal	Resolución espacial
GLDAS-2 v1	NOAH (v2.7, Chen et al. 1996)	Princeton University (CRU2.0+TRMM+GPCP+NCEP reanálisis, Sheffield et al. 2006)	4 (0-10, 10-40, 40-100 and 100-200 cm)	1948-2008 (3 hs y mensual)	1°x1°
GLDAS-2 v2	NOAH (v3.3)			1948-2010 (3 hs y mensual)	0.25°x0.25° y 1°x1°
GLDAS-1	NOAH (v2.7)		4 (0-10, 10-40, 40-100 and 100-200 cm)		
	MOSAIC (Koster y Suarez, 1996)		3 (0-2, 2-150 and 150-300 cm)		
	VIC (Liang et al. 1994, 1996)		3 (0-10, 10-160 and 160-190 cm)		
		ECMWF (1979-1993), NCAR reanálisis (1994-1999), NOAA/GDAS (2000), combinación de CMAP+NOAA/GDAS+AGREMET (2001-2014)	10 (0-1.8, 1.8-4.5, 4.5-9.1, 9.1-16.6, 16.6-28.9, 28.9-49.3, 4.93-82.9, 82.9-138.3, 138.3-229.6, and 229.6-343.3 cm)	1979-2014 (3 hs y mensual)	1°x1°
	CLM2 (Bonan et al. 2002)				
GLDAS-1 (exp. 881)	NOAH (v2.7)		4 (0-10, 10-40, 40-100 and 100-200 cm)	2000-2014 (3 hs y mensual)	0.25°x0.25°

Tabla 2.1. Características principales del GLDAS

Los modelos de suelo deben ser capaces de resolver/describir adecuadamente los transportes de calor y agua en el suelo, y a su vez deben ser capaces de representar el rol de la vegetación en la evapotranspiración, como se menciona en Stensrud (2007). En este sentido, los modelos deben representar el balance hidrológico en el suelo, donde las variaciones o cambios de la humedad del suelo (θ) dependen básicamente de los siguientes términos

$$d\theta = P - R - ET \quad \text{Ec. 2.3}$$

donde P es la precipitación, R es el escurrimiento superficial y subterráneo y ET es la evapotranspiración. A su vez, las parametrizaciones utilizadas para resolver la evolución temporal de calor y de la humedad en el suelo dependen de ciertos parámetros, como por ejemplo la textura del suelo, el uso de suelo o vegetación y de la topografía. La textura del suelo representa las proporciones relativas de arcilla (partículas $\leq 2\mu\text{m}$), limo ($2-50\mu\text{m}$) y arena ($50-200\mu\text{m}$), a partir de las cuales se determina la porosidad, la que a su vez define el máximo valor de humedad del suelo (ver Stensrud, 2007). El uso de suelo o vegetación es otro parámetro de gran importancia dado que influye en la profundidad de las raíces, lo que actúa en mayor o menor medida como sumidero de θ . Dependiendo del modelo de suelo, la vegetación puede ser variable en el tiempo, pero este no es el caso de los modelos utilizados en GLDAS. Respecto a los forzantes de los modelos de suelo, las variaciones en la humedad del suelo ($d\theta$) son altamente sensibles a la precipitación (ver Gottschalk et al. 2005).

Los datos de GLDAS no fueron validados sobre Sudamérica, pero se han realizado algunas validaciones in-situ en ciertas regiones del globo. Por ejemplo Kato et al. (2007) validaron las simulaciones de los modelos de GLDAS-1 respecto a observaciones pertenecientes a cuatro estaciones del Coordinated Enhanced Observing Period (CEOP), ubicadas en Australia, China, Alemania y Estados Unidos. Los autores se enfocaron en validar las simulaciones diarias de θ de los modelos MOSAIC, CLM2 y NOAH, con el objetivo de analizar la sensibilidad entre los modelos a cambios en la precipitación, radiación, vegetación y cambios en la textura del suelo. Según los autores, en general la humedad del suelo es pobremente representada por

los modelos de suelo, atribuyendo las discrepancias a diferencias entre la profundidad de la medición y de los modelos. Encuentran que θ en general está bien correlacionada con la precipitación, y es particularmente sensible a la precipitación durante las estaciones de JJA y SON. Asimismo, documentan una fuerte dependencia de los resultados de las simulaciones de la partición de energía y agua con el modelo de suelo utilizado, subrayando la importancia de la elección del modelo de suelo utilizado. A su vez el trabajo de Zaitchik et al. (2010), utiliza el escurrimiento calculado a partir de los modelos de GLDAS-1 y GLDAS-2 (v1) para testear un algoritmo de descarga de este escurrimiento, para estimar caudales en distintas cuencas a escala global. Los autores encuentran una fuerte dependencia de los resultados con el modelo de suelo empleado, al igual que Kato et al. (2007) y Guo et al. (2006a) entre otros; pero resaltan el hecho que en su estudio los mejores resultados se obtuvieron al usar el GLDAS-2.

2.3. Evaluación y Climatología de la Humedad del Suelo

Como se ha indicado previamente, la ausencia de datos de humedad del suelo (θ) con una cobertura areal y temporal adecuada, condiciona fuertemente el tipo de evaluación o validación que se pueda hacer de los datos GLDAS. En principio, una estrategia básica radica en evaluar la calidad de los datos con que se fuerza el modelo de suelo y que, indudablemente, condiciona la calidad de la θ resultante. En este caso la hipótesis es que, si el modelo de suelo representa los procesos adecuadamente, entonces θ será representativa de la realidad en la medida que los forzantes lo sean. En función a lo descrito en la sección previa, resulta claro que la validación de la calidad de los datos de precipitación es lo más crítico en este tipo de estrategia, dado que los demás datos (temperatura, presión atmosférica, radiación incidente etc.) empleados para forzar los modelos de suelo del GLDAS están ampliamente validados por la comunidad científica, que los emplea para múltiples estudios, diagnósticos y pronósticos.

La primera validación que se hará en este trabajo de Tesis, será respecto de la calidad del forzante precipitación. A posteriori, en esta misma sección, se emplearán otras estrategias que apuntan directamente a la evaluación de θ . Una de las cuales, que es adoptada por varios autores, es analizar de qué manera este conjunto de datos expresa correctamente la variabilidad temporal y espacial de los estados del suelo. Para ello se acudirá a un proxy de θ , a estimaciones satelitales θ y de profundidad de la napa freática. Por otro lado, se llevará a cabo una validación, no solo de la variabilidad sino también de los valores absolutos de θ , respecto a mediciones puntuales, sobre períodos acotados de tiempo.

2.3.1. Características y validación de la precipitación de GLDAS

2.3.1.1. Escala mensual

Los conjuntos de datos de GLDAS (versión 1 y versión 2) utilizan distintas fuentes de datos de precipitación, es por ello que es importante caracterizar y entender como son cada uno de ellos comparados con datos observados. Para realizar esta comparación se utilizaran los datos de precipitación mensual acumulada, del Global Precipitation Climatology Centre (GPCC v6, Schneider et al. 2011) en $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ de resolución espacial. Esta versión del producto cubre el período 1901-2010, proveniente de casi 67.000 estaciones a escala global. Si bien el GPCC es una base de datos que es sometida a controles de calidad y que fue evaluada y tomada como referencia sobre regiones de Sudamérica (ver Robinson et al. 2009 y González et al. 2012, entre otros) se analizará aquí el acuerdo de estos datos con una base de datos de estaciones provenientes del proyecto CLARIS-LPB (Penalba et al. 2014) sobre el sur de Sudamérica (56° - 20° S), para ofrecer una validación complementaria.

En la Figura 2.2 se muestra la precipitación media anual acumulada a partir de las observaciones y del GPCC, y los coeficientes de correlación entre ambos, para cada punto de retícula. Se observa un muy buen acuerdo entre ambos conjuntos de datos, con valores de correlación en general mayores a $r=0.7$. En González et al. (2012), también se muestra la buena calidad de los datos de precipitación del GPCC, sobre el sudeste de Sudamérica, en particular para los veranos (DEF) considerando el período 1901-2000. En base a la buena representatividad de los datos de precipitación del GPCC frente a los datos medidos en estaciones, es que se lo utilizará para evaluar los datos de precipitación del GLDAS-2 y el GLDAS-1 para todo Sudamérica

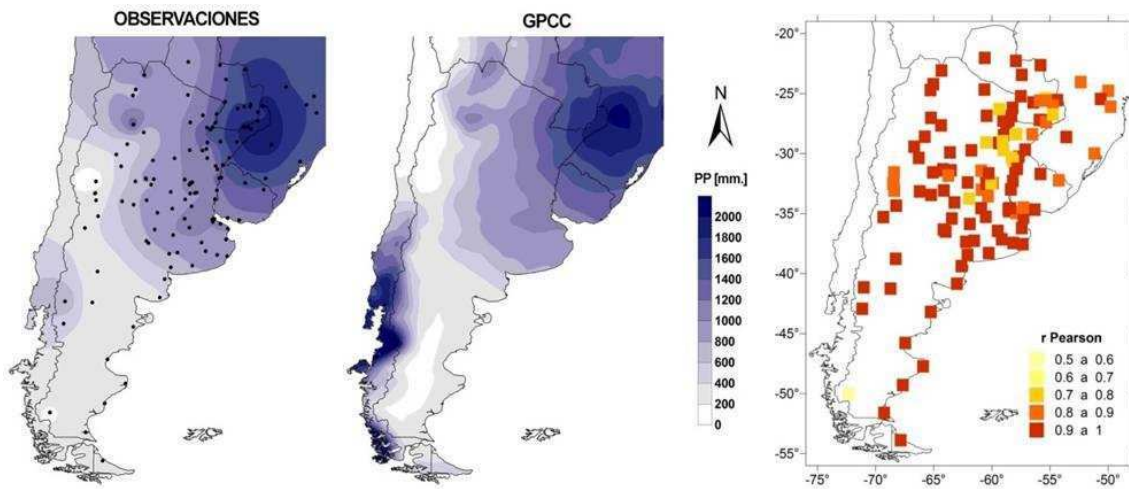


Figura 2.2. Campos medios de precipitación media anual acumulada de los datos observados de estaciones (CLARIS-LPB) y los datos de GPCC, y las correlaciones temporales entre ambos conjuntos de datos. Periodo 1980-2008. Tomado de Spennemann et al. 2014 (en prensa).

Además, y por el interés particular en sub-regiones donde se ha documentado una mayor variabilidad de la precipitación en escalas interanuales, estacionales e intraestacionales (ver Vera et al. 2006 y Marengo et al. 2012, para una revisión del tema), se analizará con mayor detalle la región de la SACZ (23°- 15°S, 52°- 41°O) y la región de SESA (35°-23°S, 61°- 48°O).

En la Figura 2.3 se muestra el campo medio y el desvío estándar de la precipitación del GPCC y las diferencias porcentuales con GLDAS-2 y GLDAS-1 relativas al GPCC, calculadas como $\left(\frac{PP_{GLDAS} - PP_{GPCC}}{PP_{GPCC}} \times 100\right)$. Ambos conjuntos de datos presentan diferencias tanto en el valor medio como en el desvío, que son acotadas y oscilan entre un ± 10 y ± 30 sobre las áreas de SACZ y de SESA.

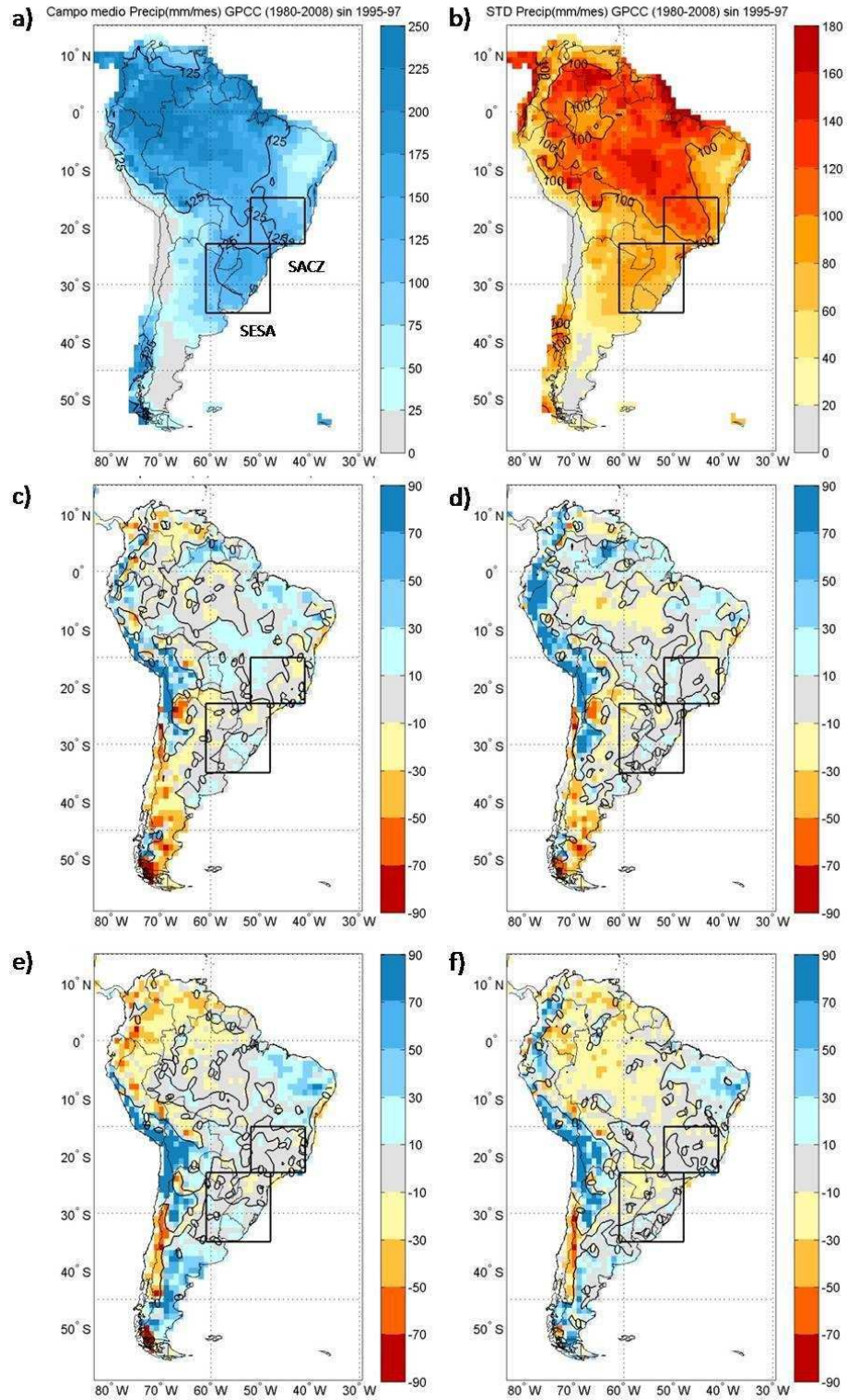


Figura 2.3. Campo medio de precipitación (a) y desvíos estándar (b) del GPCC en mm/mes, c) y d) diferencias relativas (%) de los campos medios y desvíos estándar de la precipitación del GLDAS-2 respecto al GPCC, e) y f) ídem para GLDAS-1. Período 1980-2008, eliminando los años 1995-1997 en todos los conjuntos de datos. Las cajas representan las regiones de SACZ y SESA.

Sobre la región de la Patagonia, se observa un cambio de signo entre las diferencias, siendo el GLDAS-2 más seco en su valor medio y presentando una menor variabilidad, mientras que el GLDAS-1 es más húmedo y más variable comparado al GPCC. En particular, el GLDAS-2 muestra un mejor acuerdo tanto en el valor medio como en el desvío estándar.

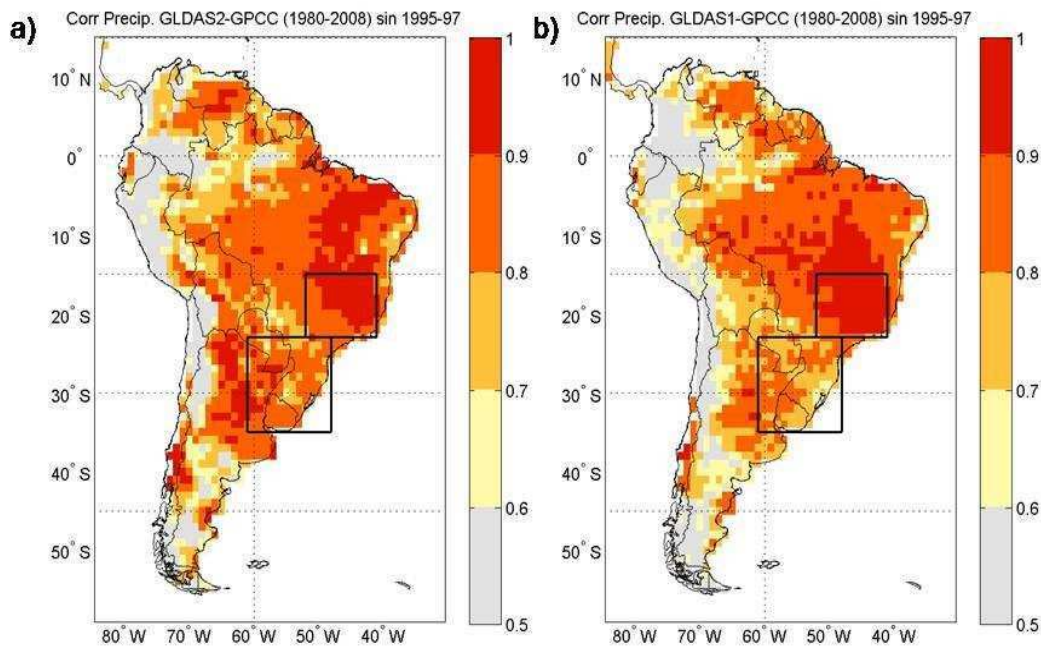


Figura 2.4. Correlaciones temporales del período 1980-2008, (sin los años 1995-96-97) para cada punto de retícula entre a) GLDAS2-GPCC y b) GLDAS1-GPCC.

El mejor acuerdo entre la variabilidad de la precipitación del GLDAS-2 y el GPCC, respecto a la del GLDAS-1, se puede apreciar también en la Figura 2.4, donde se muestran los coeficientes de correlación para cada punto de retícula. Si bien sobre la región de SACZ, la cantidad de puntos de retícula con correlaciones son altas ($r > 0.8$) son algo mayores para el GLDAS-1, pero en SESA y en la franja que se prolonga desde la región central de Argentina hasta Bolivia, es el GLDAS-2 el presenta un mejor acuerdo con el GPCC.

En base a esta evaluación, se considera que el forzante precipitación empleado en el GLDAS-2 se ajusta en general mejor a las observaciones, por lo que el resto de esta sección se concentrará en mostrar la climatología básica de la Θ derivada de ese conjunto de datos.

2.3.1.2. Escala diaria

En esta sección se realizará una comparación de la precipitación diaria para el período 2001-2008, entre los conjuntos de datos de GLDAS-1, GLDAS-2 y el Sa22 sobre Sudamérica.

Esta comparación se realiza porque los campos medios mensuales se obtienen a partir de integraciones de los modelos de suelo en escalas diarias. Estos son forzados con datos de precipitación semanales que mediante un algoritmo son convertidos en datos diarios. Consecuentemente, resulta conveniente evaluar el comportamiento del conjunto en escalas diarias. Para ello se utilizarán el conjunto de datos observados de precipitación diaria más completo con que se cuenta en Sudamérica que es el Sa22 (Liebmann y Allured, 2005). El período de comparación de la precipitación se acoto al período 2001-2008, debido a que, si bien las simulaciones del GLDAS-1 están disponibles hasta junio del 2014, y las del GLDAS-2 llegan hasta el año 2010, el conjunto de datos de Sa22 llega hasta fines del 2008. Por otro lado, si bien las simulaciones del GLDAS-1 están disponibles desde el año 1979, el forzante se ha modificado en repetidas oportunidades. A partir de enero del 2001 el GLDAS-1 emplea el mismo forzante, es por eso que se solo se compara el período 2001-2008.

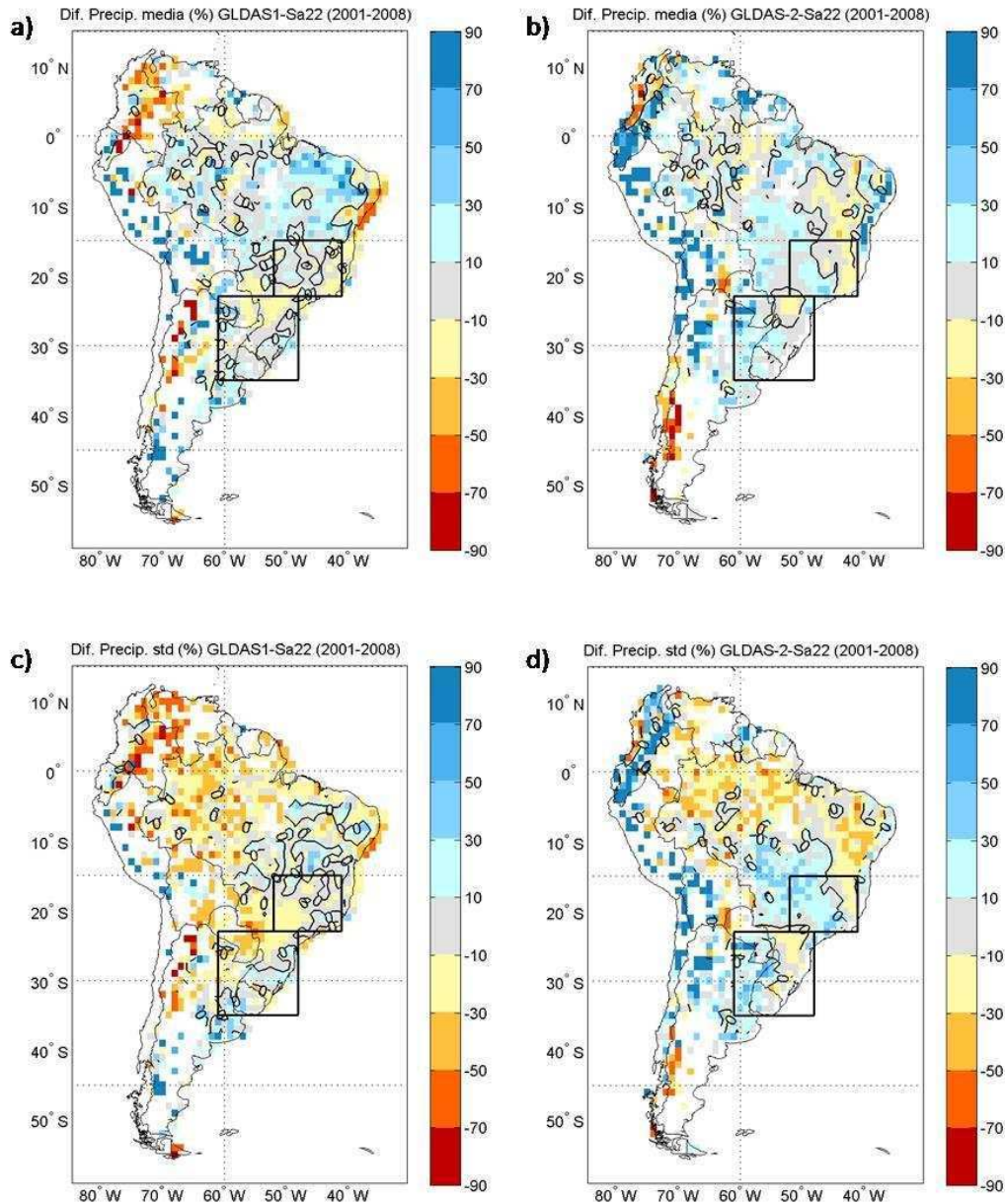


Figura 2.5. Diferencias relativas (%) en los campos medios a) y desvíos estándar c) de precipitación entre el GLDAS-1 y Sa22, en b) y d) ídem para GLDAS-2. Período 2001-2008.

A partir de las figuras 2.5 y 2.6, se puede observar que el valor medio de la precipitación usada en GLDAS-1, difiere en menor medida del Sa22 comparado con el GLDAS-2.

Respecto a la variabilidad, el GLDAS-1 muestra valores más altos, mientras que el GLDAS-2 muestra valores más bajos respecto al Sa22. Al observar la correlación entre las series de precipitación para cada punto de retícula, es claro el mejor acuerdo de GLDAS-1 con las observaciones.

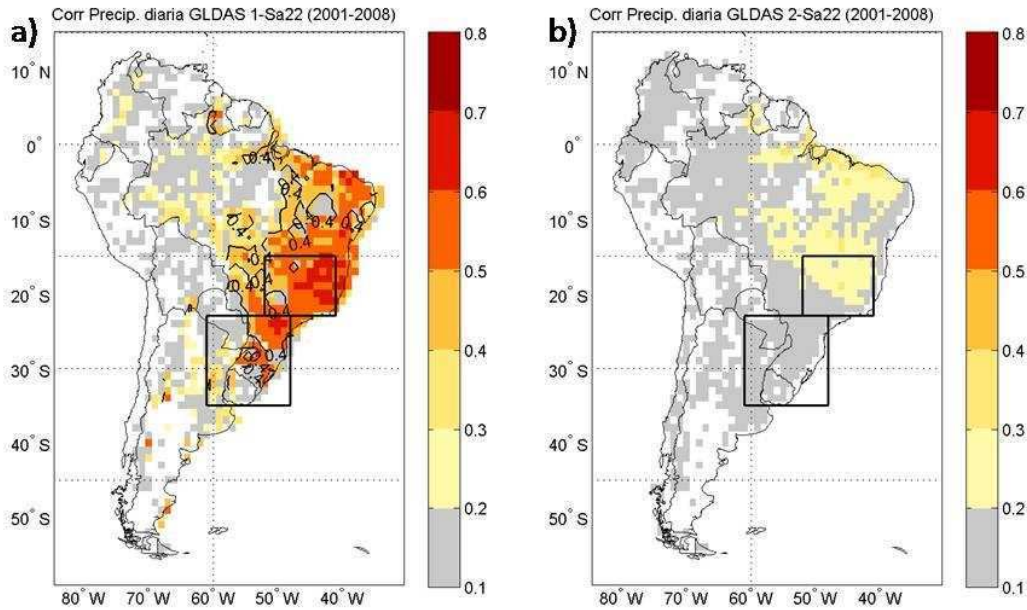


Figura 2.6. Correlación temporal entre la precipitación diaria (acumulada 12z-12z) del a) GLDAS-1 y Sa22, y b) GLDAS-2 y Sa22, para el periodo 2001-2008. En blanco se muestran los puntos de retícula sin dato observado.

En esta comparación, la variación en la densidad de la red de observaciones de Sa22 podría afectar en parte el grado de representatividad de los datos del GLDAS-1 y GLDAS-2. A pesar de esto, se puede concluir de este análisis que, a escala diaria la precipitación del GLDAS-1 es más adecuada respecto al conjunto de las observaciones (Sa22), que la precipitación del GLDAS-2.

2.3.2. Campos medios y variabilidad de la Humedad del Suelo del GLDAS

2.3.2.1. Escala mensual

Para realizar esta climatología básica de la humedad del suelo sobre Sudamérica, se utilizarán las simulaciones mensuales del GLDAS-2 (v2), para el período 1980-2008.

En la Figura 2.7, se muestra el valor medio de Θ (m^3/m^3) para los distintos espesores del modelo NOAH: 0-10cm, 10-40cm, 40-100cm y 100-200cm. Como se trabaja con distintos espesores, se opta por utilizar Θ_{vol} y no Θ_{absoluta} de manera tal que los valores sean comparables. Las 4 cajas

corresponden a las regiones de SACZ (23°-15°S, 52°-41°W), SESA Este (35°-23°S, 54°-48°W), SESA Oeste (35°-23°S, 61°-54°W) y Argentina central (42°-27°S, 67.5°-61.5°W). Esta nueva sectorización de la caja de SESA en dos cajas (Este y Oeste) y la nueva caja de Argentina-central, responden al comportamiento distinto de la Θ en las áreas de referencia, que será discutido más adelante. Como es de esperar, el campo de Θ refleja fuertemente al de la precipitación (Figura 2.3), con valores más altos en SESA, el Amazonas y en SACZ.

El patrón espacial de los máximos y mínimos del campo medio para las distintas profundidades es similar. La Figura 2.8 muestra las diferencias de los valores medios de Θ entre la capa superficial y las distintas profundidades del modelo de suelo, destacándose, en general, que el espesor superficial es más seco en las regiones de la Patagonia y del norte de Chile. En cambio, en las regiones de SACZ y SESA (Este y Oeste) este comportamiento varía de acuerdo a la profundidad. Sin entrar en detalle en las parametrizaciones del modelo NOAH, respecto a la profundidad de las raíces, tipos de suelo y demás parámetros, no es posible explicar lo que podría estar generando estos cambios en profundidad de los valores de θ , que no presenta un cambio con la profundidad sostenido. Tal discusión excede los objetivos de esta Tesis.

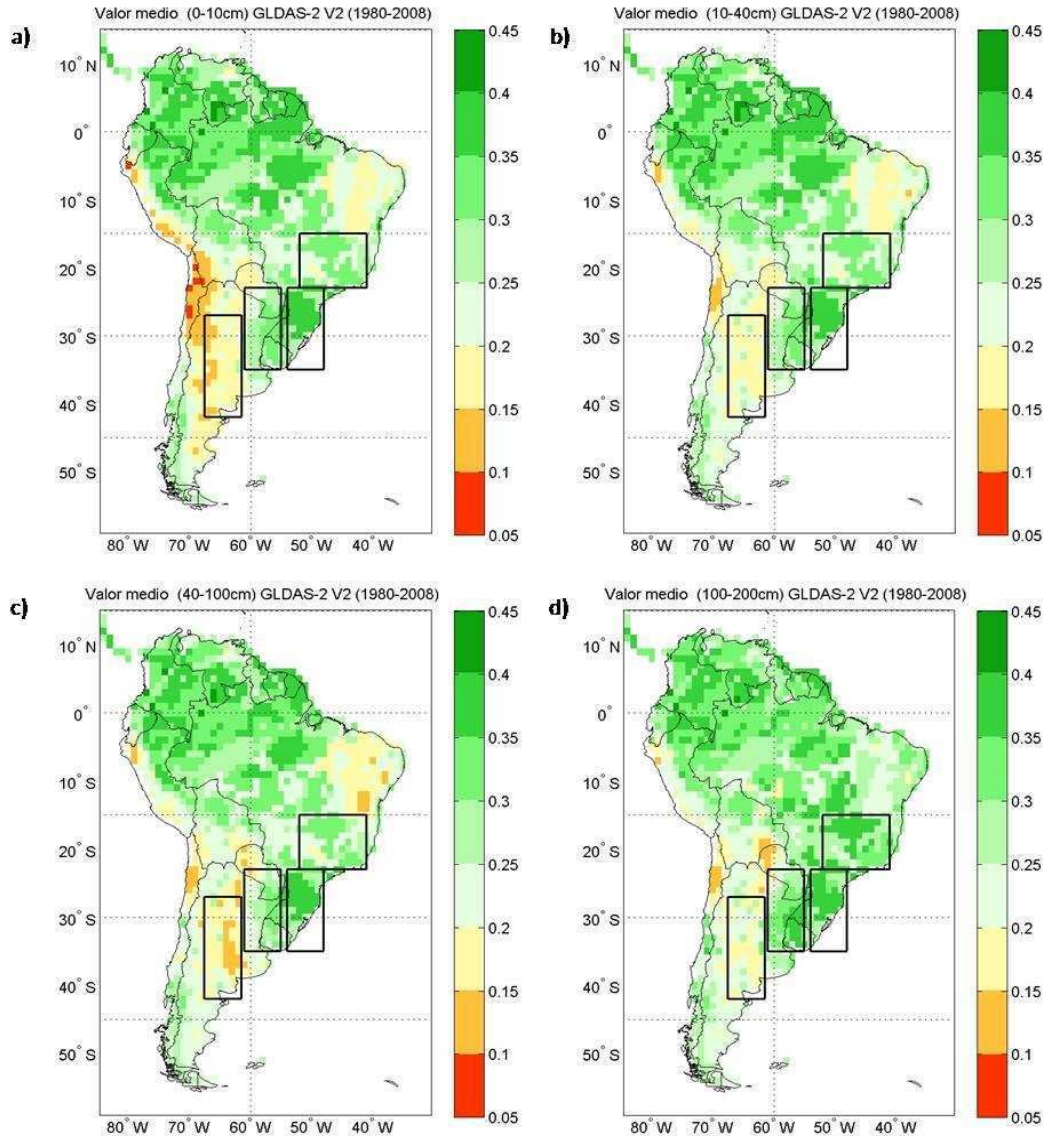


Figura 2.7. Campos medios de Θ (m^3/m^3) para los 4 espesores de suelo a) 0-10cm, b) 10-40cm, c) 40-100cm; y d) 100-200cm. Simulaciones del GLDAS-2 (v2). Período 1980-2008.

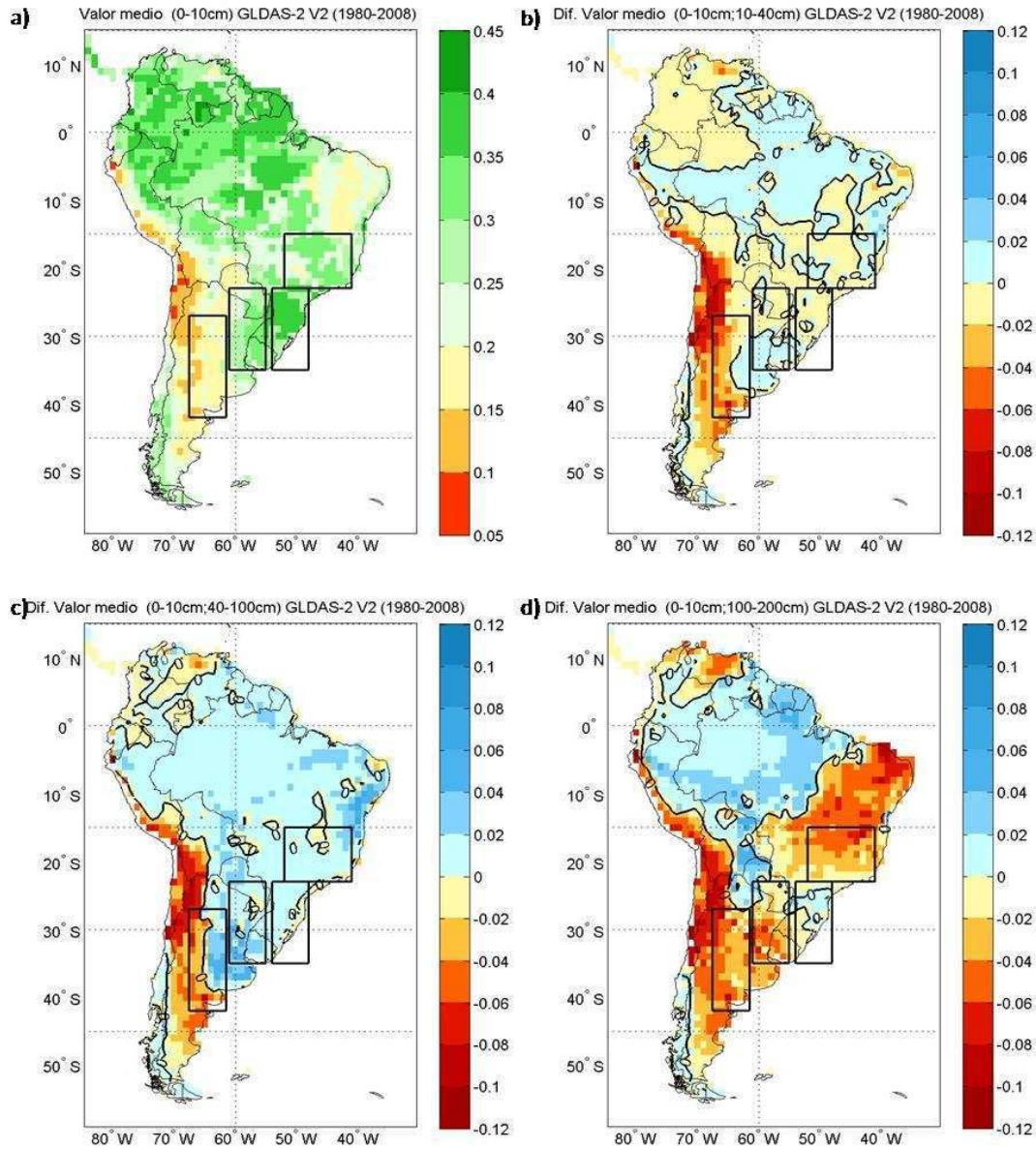


Figura 2.8. Campo medio de Θ (m^3/m^3) para el primer espesor a) 0-10cm, y las diferencias con los espesores b) 10-40cm, c) 40-100cm y d) 100-200cm. Valores positivos (azules) denotan que la capa superficial es más húmeda que las restantes capas.

La variabilidad de Θ se puede apreciar en la Figura 2.9, donde se calculó el desvío estándar para todo el período de estudio (1980-2008) y para las distintas profundidades. La variabilidad de Θ acompaña en cierta medida a la de la precipitación, en particular en las regiones con régimen monzónico, como en SACZ. Esto es así, porque en este primer análisis no se filtró el ciclo estacional, con lo cual, donde este ciclo es marcado, la variabilidad está

dominada por ese efecto. A su vez la variabilidad de Θ es también importante en las regiones de transición o semi-áridas, particularmente en los niveles superficiales, coincidentemente con lo señalado por Seneviratne et al (2010) entre otros. De todas maneras, en términos relativos a la magnitud del campo medio, es menor, lo cual es esperable dado que se trata de una variable caracterizada por cambios más lentos. Algo interesante para comentar sobre esta figura es que una gran variabilidad en la precipitación no siempre se refleja en una gran variabilidad de Θ . Por ejemplo, en la región noroeste del continente (partes de Brasil, Colombia, Ecuador y Perú) y en el sector este de SESA. En estas regiones, también se observan máximos en Θ , lo cual sugiere que la menor variabilidad de Θ se debe a que se encuentra la mayor parte del tiempo cerca de la saturación y no sufre cambios sustantivos en respuesta a la variabilidad de la precipitación.

La tendencia a una disminución de la variabilidad con la profundidad, también coincide con lo documentado en otros estudios observacionales (Amenu et al. 2005). En este sentido, el área de SESA-Oeste presente un comportamiento atípico ya que se incrementa la variabilidad en el espesor 40-100 cm respecto del 10-40 cm.

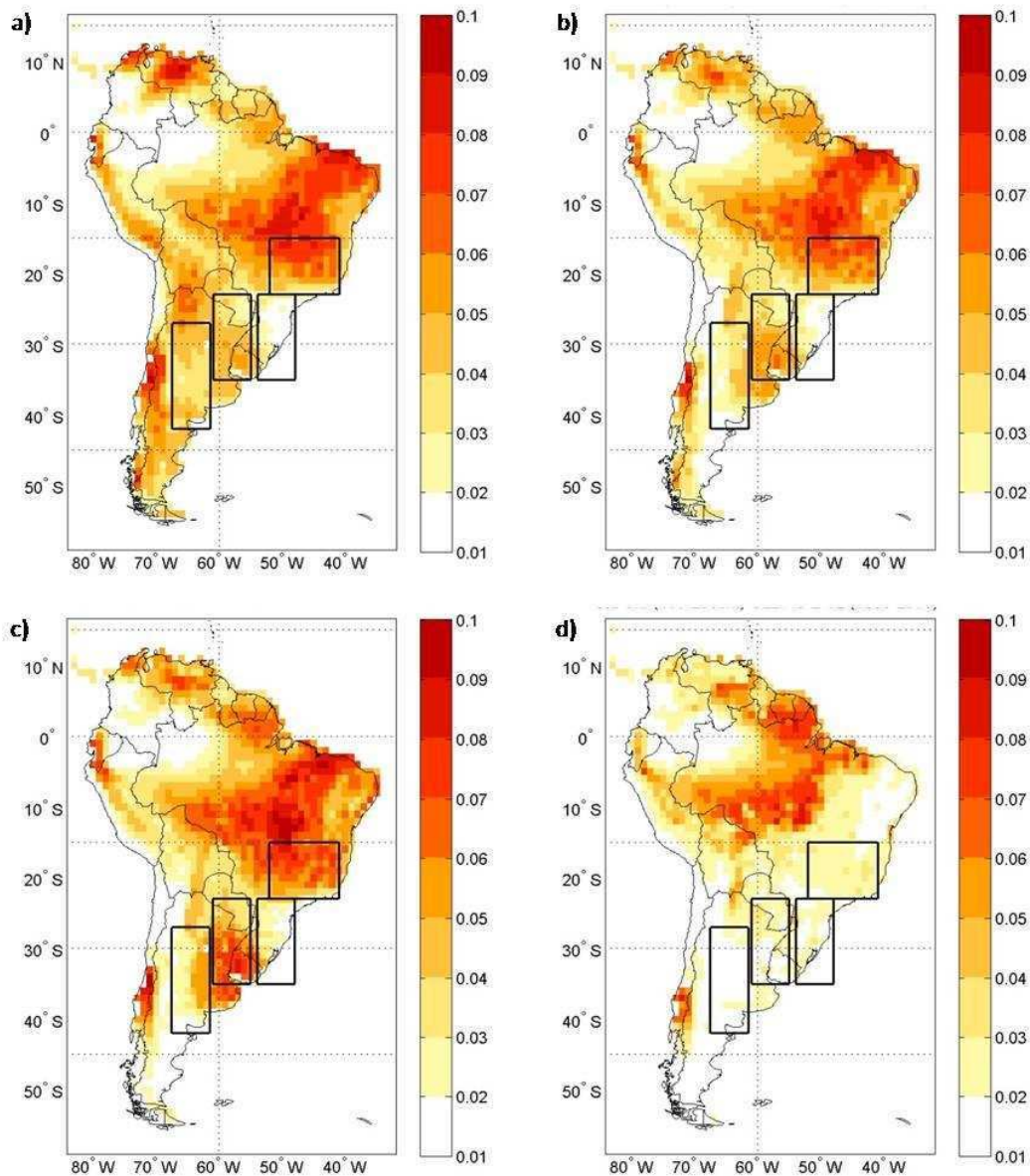


Figura 2.9. Desvíos estándar de la Θ (m^3/m^3) para los espesores a) 0-10cm, b) 10-40cm, c) 40-100cm y d) 100-200cm. Simulaciones del GLDAS-2 (v2) para el período 1980-2008.

Para avanzar en la caracterización básica de la climatología de la Θ , se calculó su ciclo anual y su desvío estándar, para las distintas profundidades sobre cada una de las sub-regiones de interés. En la Figura 2.10 se muestra el ciclo anual y ± 1 desvío estándar. El desvío estándar, en este caso, representa la variabilidad interanual para cada mes. Lo más destacable de esta figura son las diferencias en la intensidad del ciclo anual, con un claro período seco y otro húmedo en SACZ. Las otras regiones muestran un ciclo anual menos marcado y con otras características como el doble máximo en SESA-Este y Oeste. Los

valores máximos y mínimos en SACZ ocurren en épocas distintas del año respecto a las otras regiones analizadas y presenta una menor variabilidad interanual respecto a las demás regiones, excepto por SESA-Este. Otra característica para destacar es que la amplitud de los ciclos anuales se reduce en general con la profundidad (salvo para el espesor 40-100 cm) y se va desfasando en el tiempo, alcanzando los valores extremos hasta un mes más tarde si se compara, por ejemplo la capa superficial en SACZ y la capa 40-100 cm.

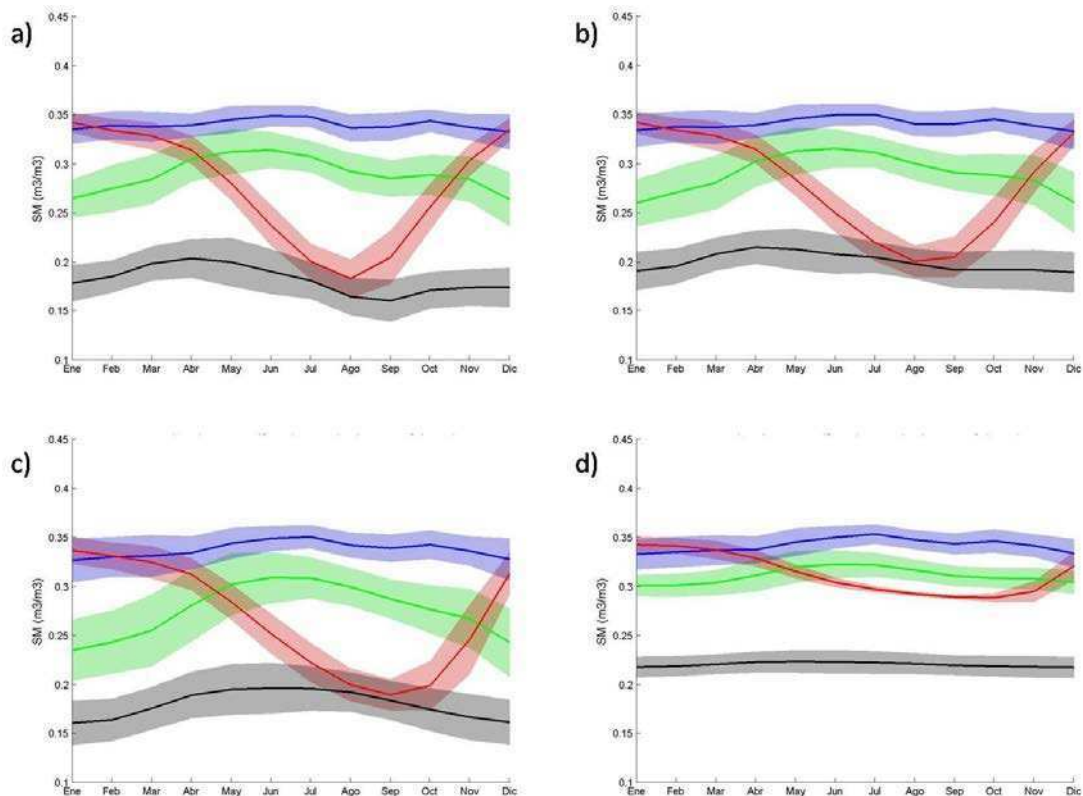


Figura 2.10. Ciclo anual y desvío estándar de la humedad del suelo para todos los espesores a) 0-10cm, b) 10-40cm, c) 40-100cm y d) 100-200cm del GLDAS-2 (v2), para SACZ (rojo), SESA-Este (azul), SESA-Oeste (verde) y Argentina-central (negro). Para el período 1980-2008.

Las similitudes entre Θ y la precipitación, también se observan al comparar los ciclos anuales (ver Figura 2.11). Los ciclos de θ tienden a estar más suavizados, respecto a lo observado en la precipitación. En este sentido, y como se mencionó antes, en SESA-Este la precipitación muestra un triple máximo que no es observado en la Θ . De la comparación entre la Figura 2.10 y

2.11 puede inferirse el desfase entre la precipitación y θ . Tomando como referencia la capa más superficial en SACZ, se observa un desfase de alrededor de 1 mes entre los mínimos de ambas las variables, aunque con un ciclo anual semejante. Esto no se observa tan claramente en SESA-Oeste, por ejemplo, donde el mínimo de precipitación se observa entre julio y agosto, pero el de θ se da entre diciembre y enero. Algo semejante se observa en Argentina-central, mientras que SESA-Este presenta mayor fluctuación en la lluvia que, como se dijo, no se evidencia en θ . Esto pone de manifiesto distintos modos de respuesta del sistema según la región, con zonas en que la covariabilidad es más clara que en otras.

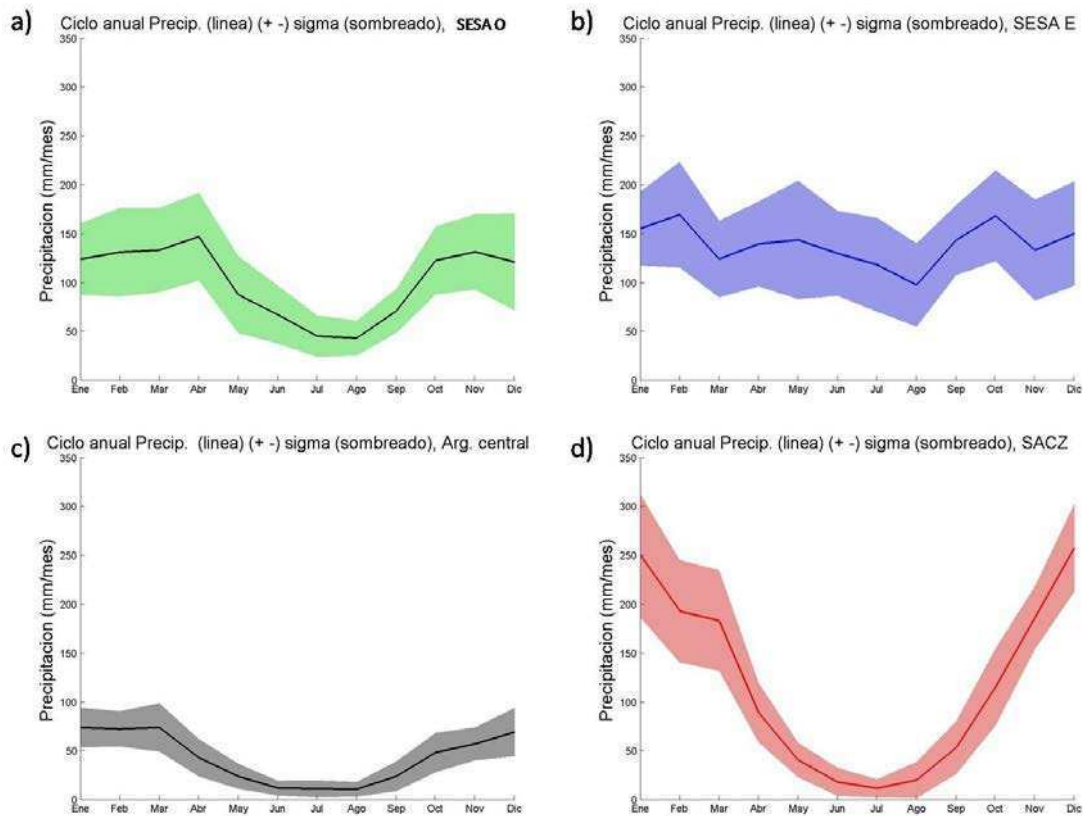


Figura 2.11. Ciclos anuales de la precipitación (mm/mes) para las regiones de SESA Oeste (a), SESA Este (b) Argentina central (c) y SACZ (d).

2.3.2.2. Escala diaria

Para avanzar en la con el análisis de la climatología básica de Θ sobre Sudamérica, a continuación se analizarán las simulaciones diarias (12z) del GLDAS-1 (NOAH), para el período 2001-2013, dado el mejor ajuste del campo de precipitación de este conjunto de datos con las observaciones, discutido en la sección 2.3.1.2 sobre el periodo 2001-2008.

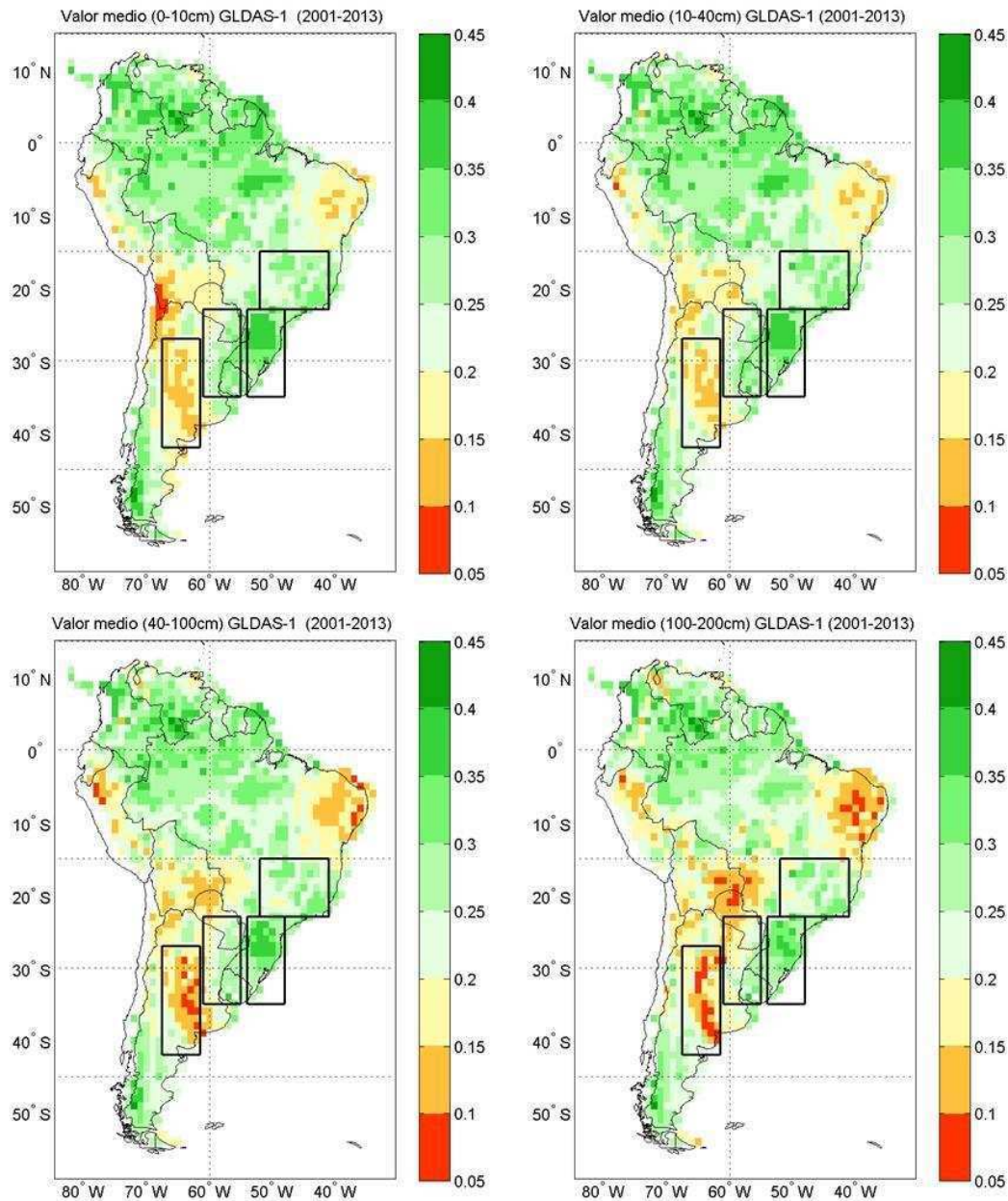


Figura 2.12. Campos medios de $\Theta_{vol}(m^3/m^3)$ para los 4 espesores de suelo a) 0-10cm, b) 10-40cm, c) 40-100cm; y d) 100-200cm. Simulaciones del GLDAS-1, período 2001-2013.

A escala diaria, los valores medios para el período 2001-2013 (ver Figura 2.12) muestran características similares a las observadas con GLDAS-2, con la salvedad de que la intensidad de los valores mínimos es más marcada en GLDAS-1. Es interesante notar que el comportamiento en profundidad, ver Figura 2.13, es distinto: el GLDAS-1 muestra en general un secamiento sostenido de los valores de θ en los espesores más profundos, salvo en la diagonal árida entre el norte de Chile y la Patagonia, donde se observa un incremento con la profundidad. En principio, no se poseen elementos para validar la representatividad de este resultado, dada la falta de otros conjuntos de datos. El cambio en cuanto al comportamiento de la capa más profunda entre versiones del GLDAS, condiciona la credibilidad de ambos conjuntos de datos y sugiere que los resultados referentes a esa capa deben ser tomados con cautela. En el Anexo A se mostrarán ciertas diferencias entre los GLDAS.

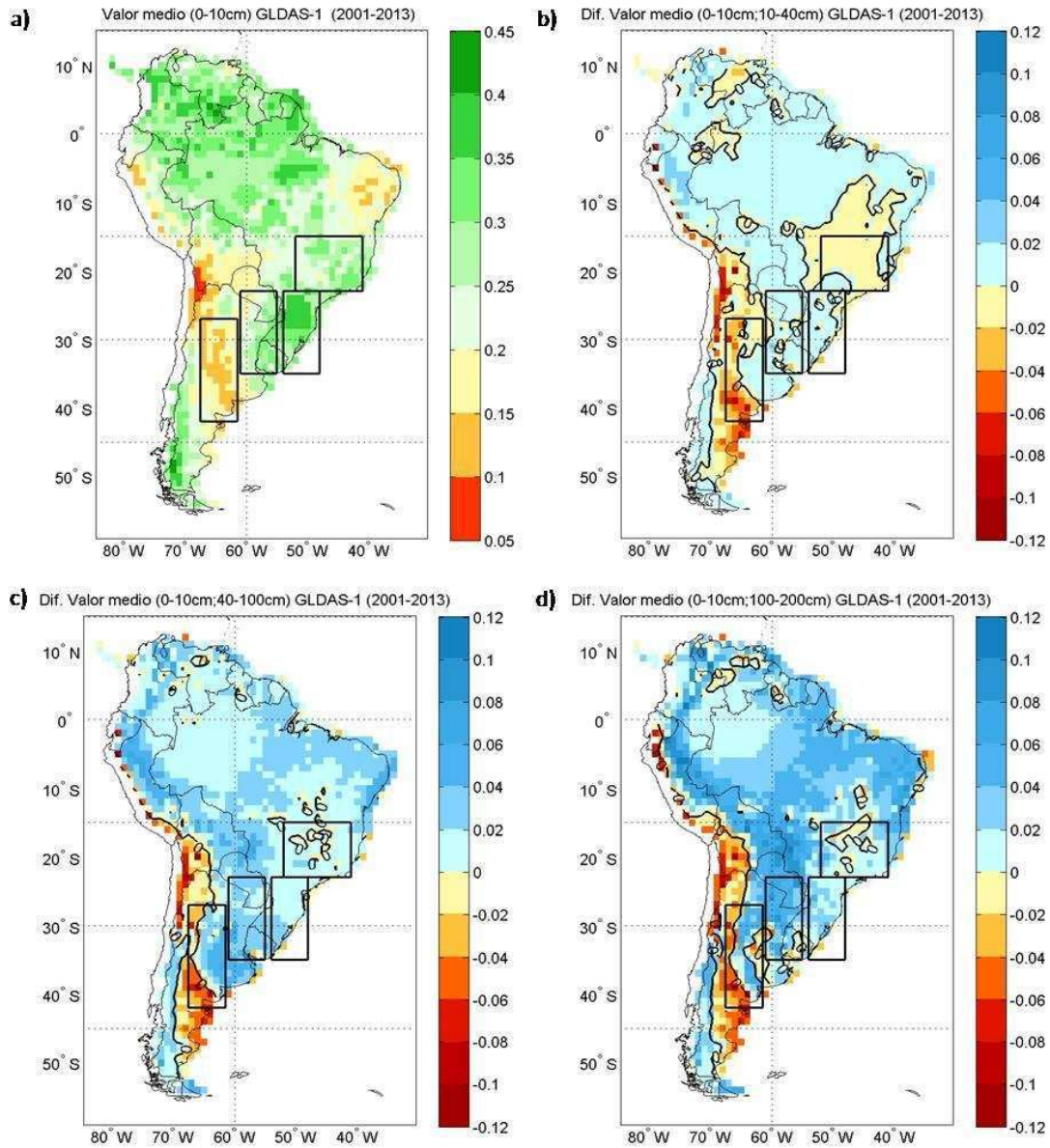


Figura 2.13. Campo medio de $\Theta_{vol}(m^3/m^3)$ para el primer espesor a) 0-10cm, y las diferencias con los espesores b) 10-40cm, c) 40-100cm y d) 100-200cm. Valores positivos (azules) denotan que la capa superficial es más húmeda que las restantes capas. Simulaciones del GLDAS-1, período 2001-2013.

En la Figura 2.14, se muestra el desvío estándar de la variable. En comparación con el GLDAS-2, se observan patrones espaciales similares pero en general con valores más altos de variabilidad, relacionados posiblemente con las escalas menores al mes. La disminución de la variabilidad con la profundidad es menos evidente en este caso. Estas diferencias podrían estar

relacionadas con las distintas escalas temporales involucradas en los distintos GLDAS.

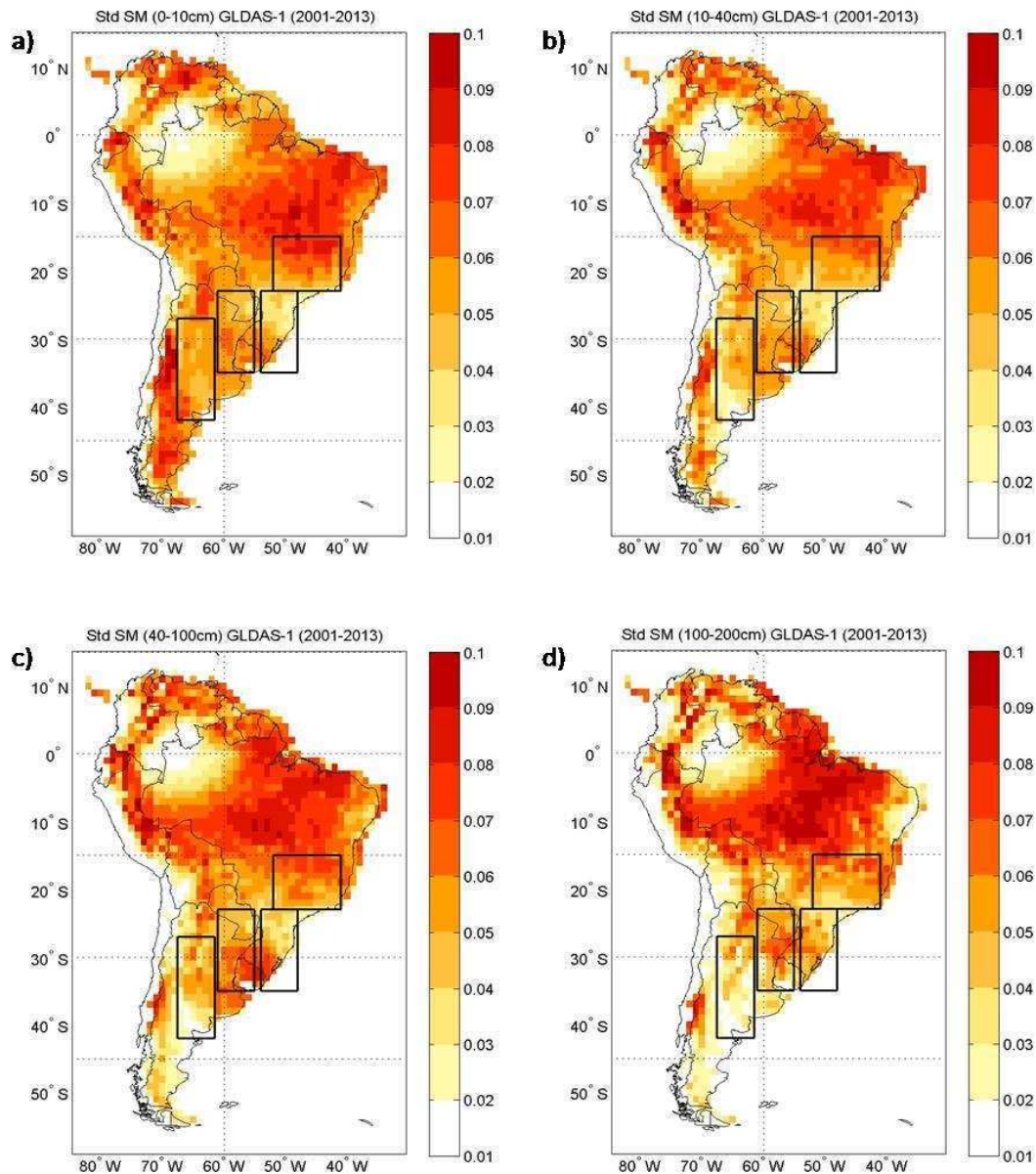


Figura 2.14. Desvíos estándar de la $\Theta_{vol}(m^3/m^3)$ para los espesores a) 0-10cm, b) 10-40cm, c) 40-100cm y d) 100-200cm. Simulaciones del GLDAS-1 para el período 2001-2013.

Los ciclos anuales de la humedad del suelo (Figura 2.15) muestran una mayor variabilidad de menor escala a lo mensual (más “ruidosa”), particularmente en los espesores más superficiales. En particular se puede mencionar que la amplitud de los ciclos anuales del GLDAS-1 es mayor en todas las regiones y

que además el mínimo en SACZ se encuentra un mes más tarde. En SESA este y oeste, es más claro el doble máximo.

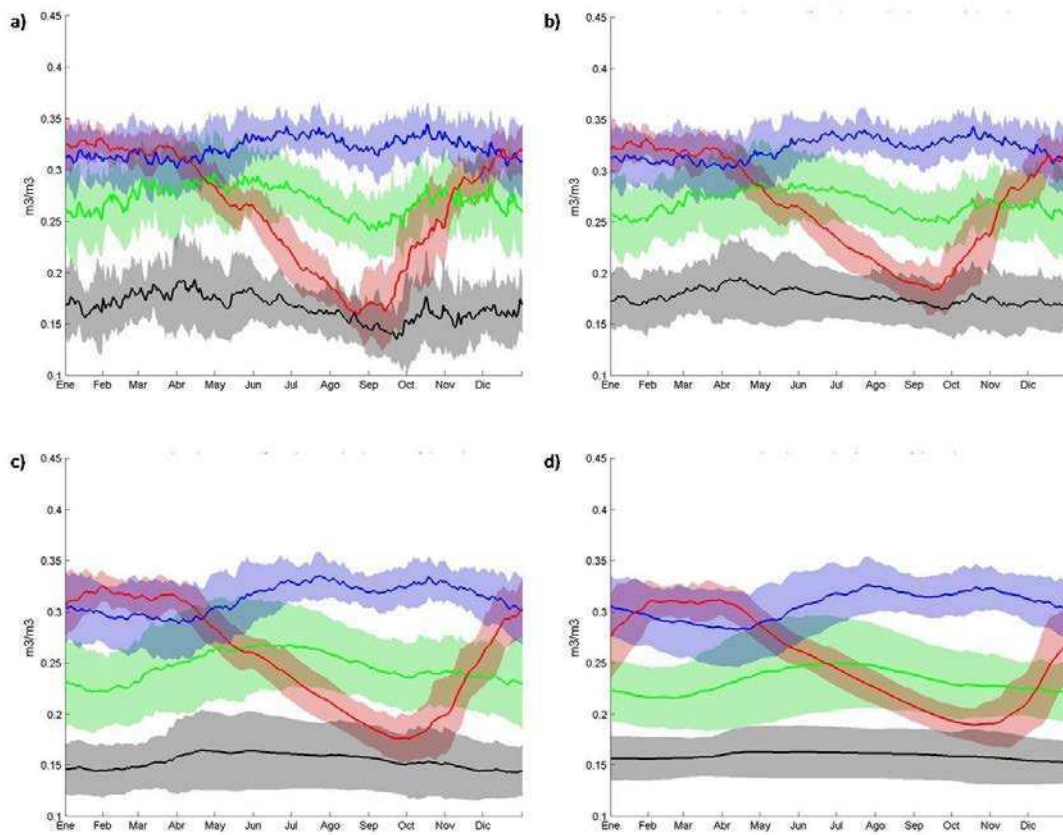


Figura 2.15. Ciclo anual y desvío estándar de la θ para todos los espesores a) 0-10cm, b) 10-40cm, c) 40-100cm y d) 100-200cm del GLDAS-1, para SACZ (rojo), SESA-Este (azul), SESA-Oeste (verde) y Argentina-central (negro). Para el período 2001-2013.

2.3.3. Comparación de la Humedad del Suelo con estimaciones y proxies de la Humedad del Suelo

Dadas las dificultades que presenta realizar una validación directa de la humedad del suelo del GLDAS-2 (v2), se propone realizar en esta sección una serie de cuatro comparaciones respecto a estimaciones/proxies y mediciones puntuales del contenido de agua y/o de la Θ con el fin de reconocer en qué medida los datos del GLDAS capturan, al menos, la variabilidad observada. Primero se evaluarán las simulaciones de Θ superficial contra estimaciones satelitales. Luego se analizará la variabilidad y la sensibilidad de las anomalías estandarizadas de Θ de los distintos espesores del modelo respecto a un proxy del estado hídrico del suelo, como es el Índice Estandarizado de Precipitación (SPI, por sus siglas en ingles). Por otro lado, se comparará la variabilidad de las anomalías del contenido total de humedad del suelo (θ_{abs}) simuladas, contra mediciones in-situ de las anomalías de altura de la napa freática. Por último, se evaluará el valor de Θ y su variabilidad respecto a mediciones in-situ de Θ .

Las estimaciones satelitales son el único conjunto de datos entre los previos, que podría ser comparado más directamente con las simulaciones del GLDAS-2. Pero esta comparación no puede ser estricta ya que, por un lado, el nivel superficial del modelo esta fijo a una profundidad de 10cm, mientras que las estimaciones satelitales obtienen una Θ representativa de una capa que varía entre 1 mm y 2 cm. Consecuentemente el acento de este análisis estará en la identificación de cómo los diversos conjuntos de datos representan la variabilidad y no los valores absolutos.

2.3.3.1. Estimaciones Satelitales

El conjunto de datos satelitales utilizado es el SM-MW (Liu et al 2012, Dorigo et al. 2012) presentado anteriormente. Las características principales de este conjunto de datos se resumen en la Tabla 2.2. Como se describe en Dorigo et al. (2012), ninguno de estos sensores cubre el período completo ni tiene la cobertura espacial necesarias para un registro climático global, mientras las diferencias de sistemas y diseños de las distintas misiones, y el uso de diferentes algoritmos de recuperación conllevan a una calidad de los datos que es variable en el tiempo y en el espacio. Esta combinación de datos se basa principalmente en la sensibilidad a la densidad de la vegetación de cada sensor. Si bien el SM-MW utiliza los datos climatológicos del GLDAS-1 NOAH para definir el rango de variabilidad de las estimaciones de humedad del suelo, según Liu et al. (2012) esto solo influye en el valor absoluto de humedad del suelo y no en la dinámica ni en las tendencias de esta variable. Igualmente, esto debe ser tenido en cuenta al momento de comparar los conjuntos de datos del GLDAS-2 (v2) y el SM-MW. De acuerdo con Liu et al, (2012), el ajuste y combinación de los distintos sensores, depende de la superposición temporal entre los mismos, lo cual no fue posible para el sensor SMMR (1979-1987). En Albergel et al. (2013) se analiza la variabilidad temporal del SM-MW comparado con el ERA-Land (Balsamo et al. 2012), una versión actualizada del reanálisis ERA-Interim (Dee et al. 2011) enfocada a las variables del suelo, para el período 1980-2010. A escala global los autores encuentran que el SM-MW es relativamente estable comparado con el ERA-Land, y que se encuentra un buen acuerdo sobre todo en regiones semiáridas, mientras que el menor acuerdo se observa en regiones tropicales y en latitudes altas. El SM-MW presenta un mejor acuerdo en los períodos donde las estimaciones fueron obtenidas a través de sensores midiendo frecuencias en banda C (ver Tabla 2.2). En relación con esto y en base a un análisis preliminar realizado sobre los datos, el período 1988-1991 presenta gran incertidumbre posiblemente asociada al sensor SSM/I (Ku-band), mientras que el período 1992-1996 muestra cambios en la varianza (no testeado) respecto al período 1997-2008. En base a esto, aquí se analizarán los promedios mensuales del período 1997-2008.

Características mas importantes de los instrumentos de microondas pasivos y activos						
	Productos de microondas pasivos				Productos de microondas activos	
	SMMR	SSM/I	TMI	AMSR-E	SCAT	ASCAT
Plataforma	Nimbus 7	DMSP	TRMM	Aqua	ERS	MetOp
Período utilizado	Ene 1979-Ago 1987	Sep 1987-Dic 2007	Ene 1998-Dic 2008	Jul 2002-Dic 2010	Jul 1991-Dic 2006	Ene 2007-Dic 2010
Profundidad medición				~ 2 cm		
Resolución espacial				Interpolados a 0.25° x 0.25°		
Resolución temporal				diarios		
Unidades	m ³ m ⁻³	m ³ m ⁻³	m ³ m ⁻³	m ³ m ⁻³	Grado de saturación (%)	Grado de saturación (%)

Tabla 2.2. Características principales de los sensores utilizados para construir la base de datos SM-MW.

La estimación del error de los datos SM-MW se basa en la metodología de triple colocación (“triple collocation”) como se describe en Dorigo et al. (2010). Esta metodología es una herramienta estadística que permite estimar el error cuadrático medio y resolver simultáneamente las diferencias sistemáticas en las climatologías provenientes de tres conjuntos de datos relacionados linealmente con estructuras de errores independientes. En el caso de SM-MW, se utilizaron las estimaciones de los sensores pasivos, activos y simulaciones de humedad del suelo del ERA-Interim y del GLDAS-1 (NOAH). Los autores concluyen que los errores estimados mediante esta metodología son razonables y que los patrones de errores obtenidos se pueden explicar a partir de las dificultades en el desempeño de cada conjunto de datos.

En la Figura 2.16 se muestra el campo medio y el desvío estándar del SM-MW respectivamente, para el período 1997-2008, junto con la cantidad de datos y el error medio estimado de estas observaciones. Si bien los períodos analizados son distintos, el SM-MW muestra características similares a los del GLDAS-2 (v2) en su capa más superficial, respecto a las ubicaciones de los máximos y mínimos del campo medio. Respecto al patrón espacial de variabilidad, si bien se observa similitudes en la ubicación de los valores máximos y mínimos, como en las regiones de SESA y de SACZ, la variabilidad de SM-MW es mayor a la simulada por GLDAS-2 (v2), siendo más similar a la mostrada por GLDAS-1. Por otro lado, se puede apreciar que la representatividad de las estimaciones depende fuertemente de la región geográfica. Por ejemplo, la región de SESA-Este tiene un bajo porcentaje medio de días con observaciones (10-20%) y un error medio cercano a $0.10 \text{ m}^3/\text{m}^3$, mientras que, comparativamente, el desvío estándar muestra valores cercanos a $0.03 \text{ m}^3/\text{m}^3$. En el otro extremo está la región de Argentina-central, con un porcentaje medio de días con dato de entre 30-70%, y errores del orden de $0.02\text{-}0.03 \text{ m}^3/\text{m}^3$, mientras que el desvío estándar muestra valores de entre $0.04\text{-}0.08 \text{ m}^3/\text{m}^3$.

En la Figura 2.17 se muestran las series temporales promediadas sobre las distintas regiones de SM-MW y su error asociado, el GLDAS-2 (v2) del espesor 0-10cm, y el porcentaje de puntos con datos respecto al total de

puntos de retícula de cada caja. Este gráfico muestra que, si bien se eligió un período con una buena proporción de datos, hay regiones en las cuales las estimaciones de SM-MW deben ser utilizadas con cautela.

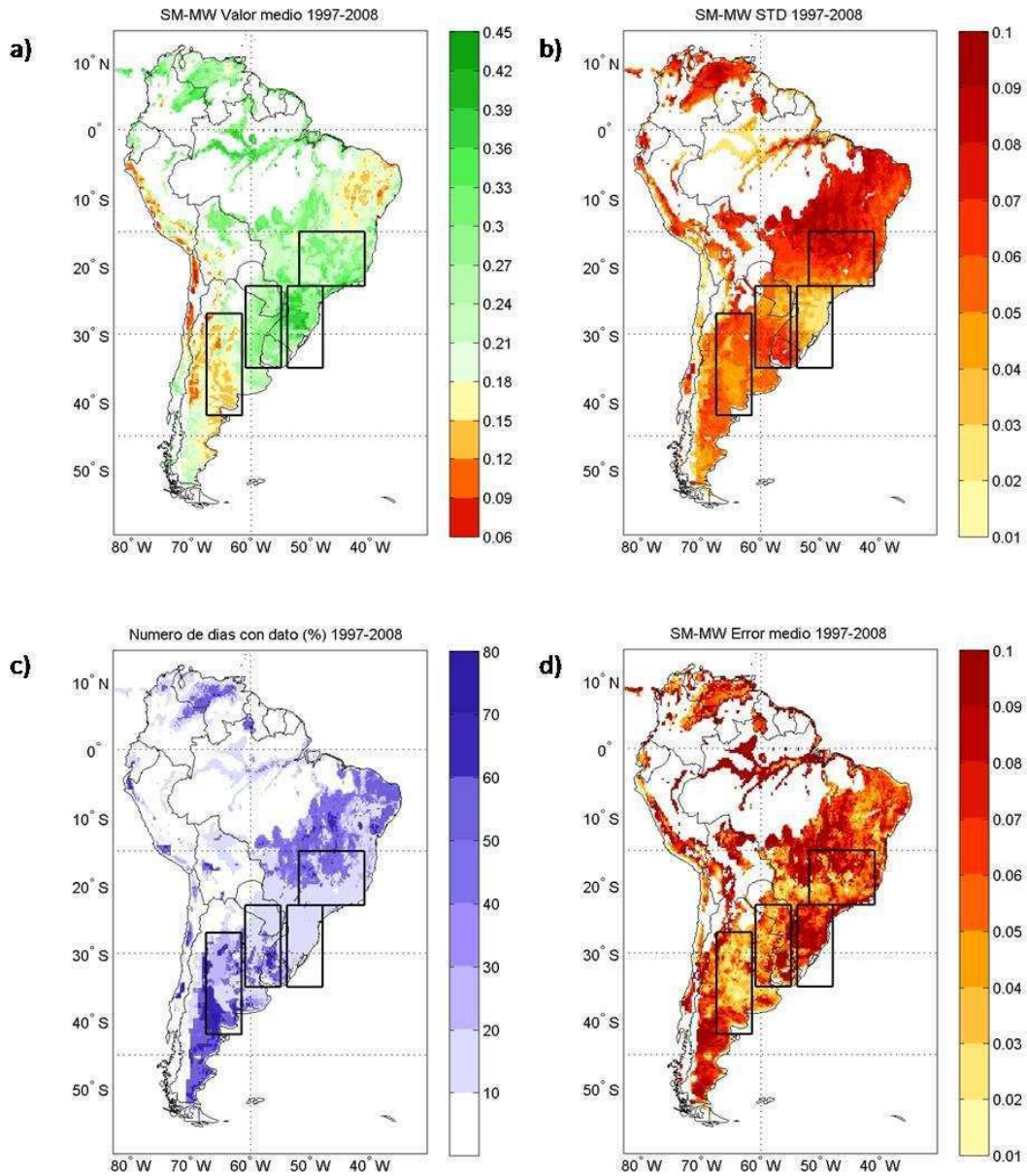


Figura 2.16. Campo medio de $\Theta_{vol}(m^3/m^3)$ a), desvío estándar (m^3/m^3) b) y número de días con dato por punto de retícula c) y error medio (m^3/m^3) d) de los datos de humedad del suelo satelital SM-MW para el período 1997-2008. Las áreas en blanco están enmascaradas.

Un ejemplo de esto es la región de SESA-Este entre los años 2001-2006. Se puede destacar que la variabilidad entre SM-MW y el GLDAS-2 (v2) sobre

SESA-Oeste y Argentina-central es similar, mientras que sobre la región de SACZ la variabilidad del GLDAS-2 (v2) es mayor. En SESA-Este las grandes diferencias se deben principalmente al bajo porcentaje de puntos con datos, pero a pesar de esto, sobre el final del período (2007-08), con el aumento de datos, se nota un mejor acuerdo entre ambos conjuntos de datos.

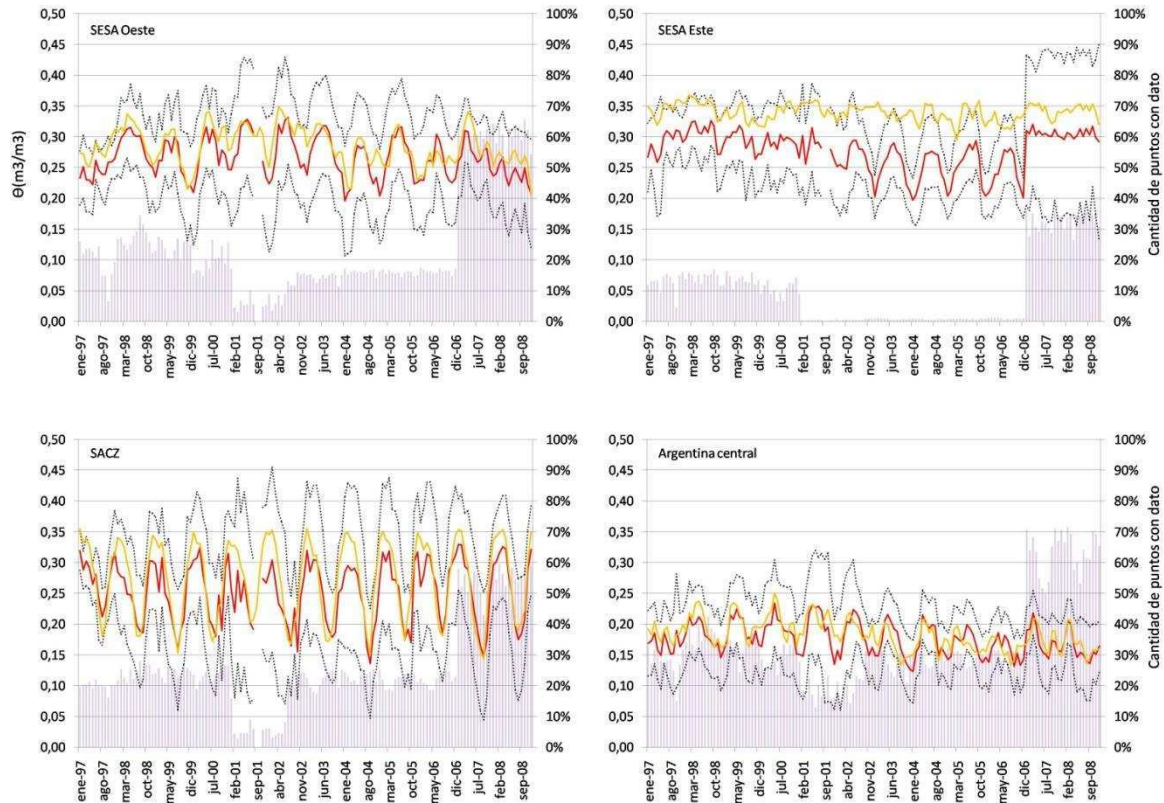


Figura 2.17. Series temporales de Θ_{vol} (m^3/m^3) de SM-MW (línea roja), $\pm$ el error asociado (líneas punteadas), y Θ_{vol} (m^3/m^3) correspondiente al espesor 0-10cm del GLDAS-2 (v2, línea amarilla) para el período 1997-2008, para las regiones de SESA-Oeste, SESA-Este, SACZ y Argentina-central. En barras se muestra cantidad de puntos con dato (%) para cada una de las regiones.

Se puede apreciar que la magnitud de los errores es variable en el tiempo, como es mencionado en Dorigo et al. (2012), en particular la magnitud es mayor en la mitad del período y menor en los extremos del mismo, salvo en SESA este. En la Tabla 2.3 se cuantifica la variabilidad de las estimaciones – con sus errores- y de las simulaciones del GLDAS 2 (v2). Esta tabla resume lo mencionado anteriormente sobre las similitudes y diferencias respecto a la

variabilidad entre ambos conjuntos de datos. También resalta un cuestión importante: sobre SESA-Este la magnitud del desvío estándar de los errores del SM-MW es igual al desvío estándar de estimación de θ . Si bien en las otras tres regiones los errores son menores, no dejan ser altos, siendo en general cercanos al 50%.

Producto\Región	Desvío Estándar $\theta(m^3/m^3)$			
	SESA-Este	SESA-Oeste	SACZ	Argentina-central
GLDAS -2 v2	0,014	0,030	0,062	0,025
SM-MW	$0,031 \pm 0,031$	$0,032 \pm 0,017$	$0,050 \pm 0,026$	$0,026 \pm 0,015$

Tabla 2.3. Desvío estándar de las series de Θ_{vol} (m^3/m^3) de SM-MW y GLDAS-2 (v2).

En la Figura 2.18 se comparan los ciclos anuales de ambos conjuntos de datos, para el período 1997-2008, incluyendo la variabilidad interanual de cada mes, pero no el error asociado con las estimaciones del SM-MW. Ambos conjuntos muestran cierto grado de acuerdo en algunas de las regiones, como por ejemplo en la época del mínimo sobre SACZ, y en cierta medida también con la época de valores máximos en SESA-Oeste y Argentina central. El doble máximo en otoño y primavera que muestra el GLDAS-2 (v2) sobre Argentina central es sutilmente captado por los datos del SM-MW. Entre las diferencias se puede destacar que el doble máximo (otoño y primavera) sobre SESA-Oeste que muestra el GLDAS-2 (v2), no se observa en los datos del SM-MW. La ocurrencia del valor máximo sobre SACZ tampoco coincide, mostrando un desfase de 2 meses entre ambos conjuntos de datos. También se observan diferencias en los valores absolutos de θ , pero como ya fue mencionado previamente, este indicador no puede considerarse tan estrictamente.

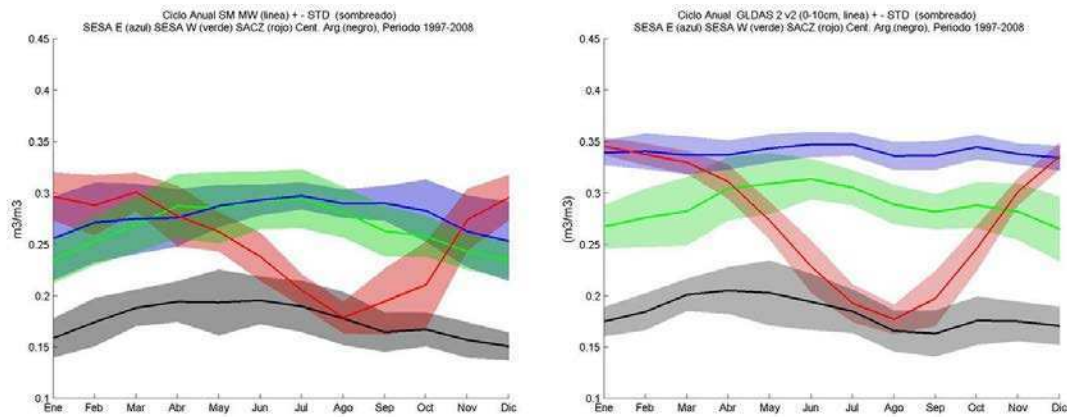


Figura 2.18. Ciclo anual (1997-2008) de la θ_{vol} (m^3/m^3) superficial (línea) y el desvío estándar correspondiente a cada mes (sombreado) del SM-MW (izq.) y deGLDAS-2 v2 (der.), sobre las 4 regiones. No está incluido el error del SM-MW.

En esta sub-sección se evaluó principalmente la variabilidad de θ mensual del GLDAS-2 (v2) respecto a estimaciones satelitales del SM-MW. En base al trabajo de Liu et al. (2012) y de acuerdo con los resultados mostrados aquí, en las regiones semi-áridas/áridas las estimaciones del SM-MW poseen menor incertidumbre (ver Figura 2.16 c)-d) y 2.17). Esto implica que si bien el objetivo era evaluar el GLDAS-2 (v2) sobre todo el dominio, esto solo es más factible sobre algunas sub-regiones y por períodos de tiempo acotados. En definitiva, podemos decir que ambos conjuntos de datos deben usarse en forma complementaria para poder caracterizar a escala regional la θ superficial y que el conjunto SM-MW no es adecuado para una caracterización climatológica de θ estadísticamente robusta.

2.3.3.2. Índice de Precipitación Estandarizado

El SPI fue desarrollado por McKee et al. (1993) para la definición y monitoreo de sequías. Cuantifica el apartamiento en desvíos estándar de la precipitación acumulada en una cierta ventana temporal, respecto a un valor medio de una ubicación y de un período particular. De esta manera el SPI es capaz de cuantificar déficits/excesos de precipitación para múltiples escalas temporales, siendo esencialmente una transformación estandarizada de la probabilidad de la precipitación observada en distintas ventanas / escalas temporales (1, 3, 6, 12 meses, etc.). Este índice se ha utilizado en numerosas comparaciones con índices de Θ . Por ejemplo, el trabajo de Sims et al. (2002), compara la Θ normalizada contra el SPI utilizando datos observado en Carolina del Norte (USA). Concluyen que para ventanas temporales cortas, de 1 a 3 meses, el SPI muestra las mayores correlaciones con la Θ medida a 10cm, e infieren que la Θ a mayor profundidad se correlacionaría mejor con escalas de tiempo más largas. Ji y Peters (2003) investigaron la respuesta de la vegetación a las sequías utilizando el NDVI (por sus siglas en inglés Normalized Difference Vegetation Index). Los autores encontraron que el SPI, en una escala de 3 meses (SPI3), es el que mejor representa la severidad y la duración de las sequías en la cobertura vegetal, dado el desfase entre la precipitación y los déficits de Θ . También vale la pena mencionar que Szalai et al. (2000) indicaron que el SPI en ventanas de 2-3 meses era el más adecuado para caracterizar las sequías agrícolas (caracterizadas por una disminución del contenido de Θ) en Hungría. En otra línea se puede mencionar el trabajo de Mueller y Seneviratne (2012), donde utilizan el SPI3 de una base datos de precipitación global, como un proxy de los déficits de Θ para determinar la influencia de las condiciones previas del estado del suelo en las olas de calor.

Es importante resaltar las ventajas y desventajas de utilizar el SPI para ser comparado con las simulaciones del GLDAS-2 (v2). El SPI es muy útil para describir los desbalances de la humedad en el suelo (Quan et al. 2012), y además se puede contar con registros temporales extensos, lo que es beneficioso para realizar comparaciones climatológicas. Pero debe ser tenido en cuenta que el SPI no considera ni los procesos no-lineales que gobiernan

los movimientos del agua en el suelo, ni la evapotranspiración, ni el drenaje debido a la gravedad, ni tampoco la escorrentía superficial. La idea que subyace en la comparación del SPI con el GLDAS es básicamente la de identificar para qué profundidades y en qué ventanas temporales la correlación es más alta. Dado que el SPI ha sido ampliamente utilizado para caracterizar excesos y déficits de humedad, el objetivo es reconocer qué información del GLDAS serviría para esa finalidad y cuantificar el grado de acierto con que el GLDAS representa esas anomalías. El propósito último sería emplear los productos del GLDAS, que informan el contenido de humedad del suelo en forma directa, en aplicaciones donde un proxy de déficits o excesos como el SPI no fuera suficiente. Algunos de los resultados que se presentan a continuación fueron publicados en Spennemann y otros (2014, en prensa).

El SPI es un índice robusto, flexible y simple de calcular, que fue ampliamente utilizado sobre el sur de Sudamérica probando ser un buen estimador tanto de las condiciones húmedas como secas del suelo (Seiler et al. 2002; Krepper y Zucarelli, 2012; Penalba y Rivera, 2013). Una descripción detallada de cómo calcular el SPI se puede encontrar en Lloyd-Hughes and Saunders (2002).

Para calcular el SPI se utilizaron los datos validados de precipitación mensual del GPCC al sur de 20°S, como fue mostrado anteriormente (ver Figura 2.2) siguiendo la metodología detallada en Rivera (2014, Tesis doctoral). El recorte del área responde a que se optó por priorizar la región adoptada por Rivera (2014), donde los registros de precipitación están mejor validados así como también el SPI.

Respecto a la humedad del suelo, se trabajó con las anomalías estandarizadas (θ_{stand}) para que los valores entre ambos sean comparables, y a su vez se optó por trabajar con espesores integrados de suelo. El trabajar con espesores integrados, fue derivado principalmente de la necesidad de hacer comparables los distintos modelos de suelo de GLDAS y de esta manera evaluar sus similitudes y diferencias (ver Anexo A).

La Figura 2.19 muestra una primera comparación, entre las series temporales promediadas sobre la región de SESA (Oeste y Este) de la θ_{stand} (0-100cm), el SPI1 y el SPI12 (SPI en ventanas de 1 y 12 meses respectivamente), la cual resalta las distintas escalas temporales de variabilidad del SPI1 y SPI12 y del θ_{stand} . Basados en lo que muestra esta figura y en que la humedad del suelo y la precipitación interactúan en varias escalas temporales las preguntas que se desprenden de esta figura son por un lado ¿qué ventana temporal del SPI y qué espesor del modelo se correlacionan mejor? Por otro lado la pregunta que surge es: ¿la ventana temporal del SPI que mejor se correlaciona con el θ_{stand} , dependerá de la estación del año? Para responder estas cuestiones fue necesario realizar un análisis entre las distintas escalas temporales del SPI y la θ_{stand} , considerando todo el período y las distintas estaciones del año. De manera análoga, se consideró necesario explorar si se modifica la correlación con la profundidad de la capa de suelo considerada. Así se buscará obtener la escala temporal de SPI más adecuada para este estudio.

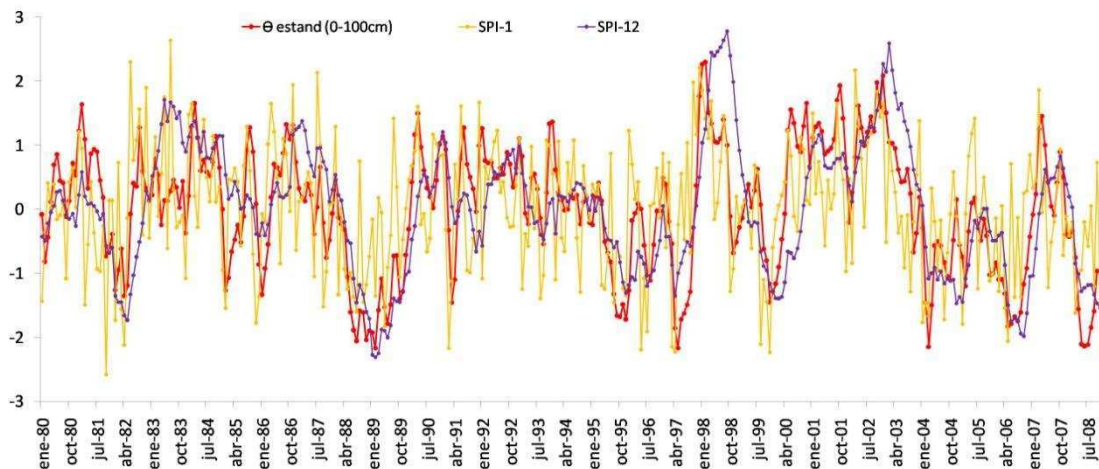


Figura 2.19. Series temporales de la θ_{stand} del GLDAS-2 (v2) y SPI1 y SPI12 calculado con la precipitación del GPCC, promedias sobre SESA (Oeste y Este).

La Figura 2.20 muestra los coeficientes de correlación entre el SPI –de 1 a 12- meses y θ_{stand} , donde previamente se removieron las tendencias lineales a ambas series para evitar resultados espurios. Los dos espesores más superficiales muestran un comportamiento similar, con correlaciones mayores a $r=0.8$ para las escalas temporales entre 2 y 5 meses del SPI. Si se consideran

espesores más profundos, los máximos valores de correlación se observan entre el SPI4 y el SPI5, pero a su vez muestran valores más altos de correlación en escalas de tiempo más largas, comparado con los espesores más superficiales.

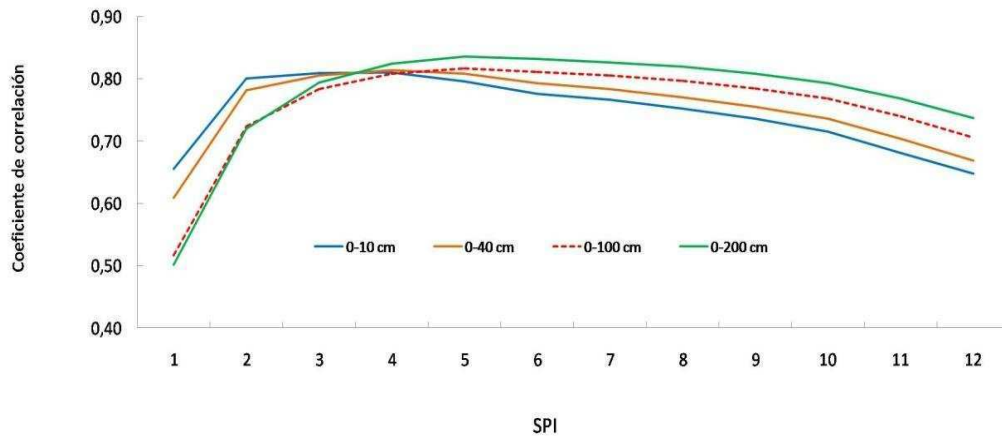


Figura 2.20. Coeficiente de correlación entre los espesores 0-10 cm, 0-40 cm, 0-100 cm y 0-200 cm de θ_{stand} del GLDAS-2 (v2) y las distintas escalas de tiempo del SPI consideradas.

En la Tabla 2.4 se muestran las correlaciones entre los distintos espesores del modelo y las distintas ventanas temporales del SPI, para las distintas estaciones del año. Esta tabla muestra que, si bien en todos los casos las correlaciones son altas ($r \geq 0.77$), el SPI3 y el SPI4 presentan un mejor acuerdo durante el verano y el otoño con la θ_{stand} con los espesores más profundos. Para las estaciones de invierno y primavera se observan valores menores de correlación y en ventanas temporales más largas (salvo para primavera en 0-10 cm). Este comportamiento sugiere que los procesos a nivel del suelo difieren a lo largo del año y que la asociación del SPI con la θ no se mantiene constante.

Basados en los antecedentes, el SPI en una ventana de 3 meses es el más utilizado como proxy de las condiciones de humedad en el suelo. Además, desde el punto de vista de la agricultura, el verano y el otoño son particularmente importantes sobre la región de SESA dado que ciertos cereales (e.g. trigo y girasol) y legumbres (e.g. soja) se siembran/cosechan en esos meses (Andrade y Sadras 2000). Sumado a los resultados mostrados hasta

aquí, consideramos que el SPI3 puede ser utilizado como un conjunto de datos de referencia para una comparación con la θ_{stand} de los espesores hasta los 100cm.

Espesor (cm)	Verano (DEF)	Otoño (MAM)	Invierno (JJA)	Primavera (SON)
0-10	SPI2 (0.88)	SPI3 (0.88)	SPI5 (0.77)	SPI2 (0.80)
0-40	SPI3 (0.88)	SPI3 (0.88)	SPI5 (0.78)	SPI8 (0.78)
0-100	SPI3 (0.89)	SPI4 (0.88)	SPI7 (0.77)	SPI8 (0.80)
0-200	SPI4 (0.89)	SPI4 (0.90)	SPI7 (0.79)	SPI8 (0.82)

Tabla 2.4. Ventana temporal del SPI con mayor correlación con θ_{stand} del GLDAS-2 (v2) a distintas profundidades y valor de esa correlación (entre paréntesis) significativa con $p=0.01$.

Resulta natural considerar que la correlación entre θ_{stand} y el SPI está modulada fundamentalmente por la precipitación. Con el fin de corroborar esta hipótesis se calculó la correlación entre la precipitación que se utiliza para forzar al GLDAS-2 (v2) y la que se obtiene a partir del GPCC. La Figura 2.21 muestra que, en cierta medida, el acuerdo entre las anomalías de θ_{stand} y el SPI (Figura 2.21a) está asociado con la correlación entre ambos conjuntos de precipitación (Figura 2.21b).

En la Figura 2.22 se muestran las correlaciones entre θ_{stand} y el SPI3 en todo el dominio para las distintas estaciones del año. El mismo presenta variaciones estacionales: durante los veranos el área con correlaciones mayores a $r=0.6$ (paneles a) y b)) es considerablemente mayor comparado con los invierno. En el extremo sur del continente el acuerdo entre ambas también es mejor durante el verano y el otoño.

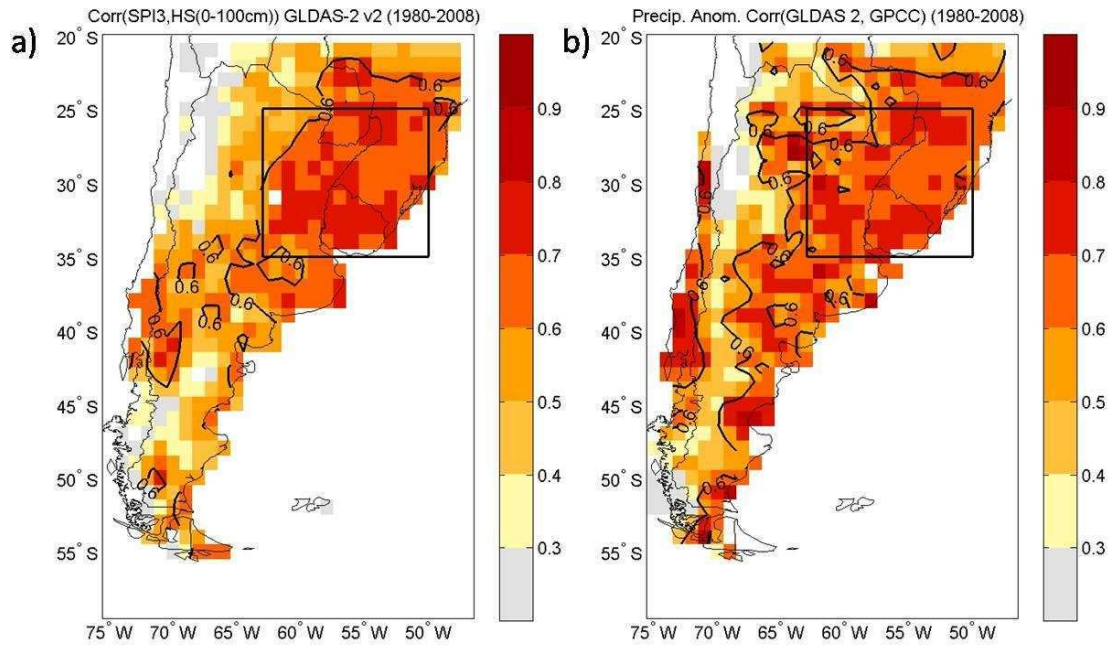


Figura 2.21. Correlaciones entre θ_{stand} (0-100cm) y el SPI3 a) y entre las anomalías de precipitación GLDAS2 (v2) y el GPCC b). Punto de retícula sombreados, indican significancia de $p=0.01$ (test de Student a dos colas). La caja representa la región de SESA y el contorno indica la correlación de 0.6.

Sin embargo, debe ser tenido en cuenta que en esta región (40° - 50° S) la escasez de estaciones para validar la precipitación del GPCC, no permite inferir cuán representativa es la precipitación ni, por ende, el SPI. Sobre la región de SESA, si bien el grado de acuerdo presenta fluctuaciones, el mismo es en general bueno.

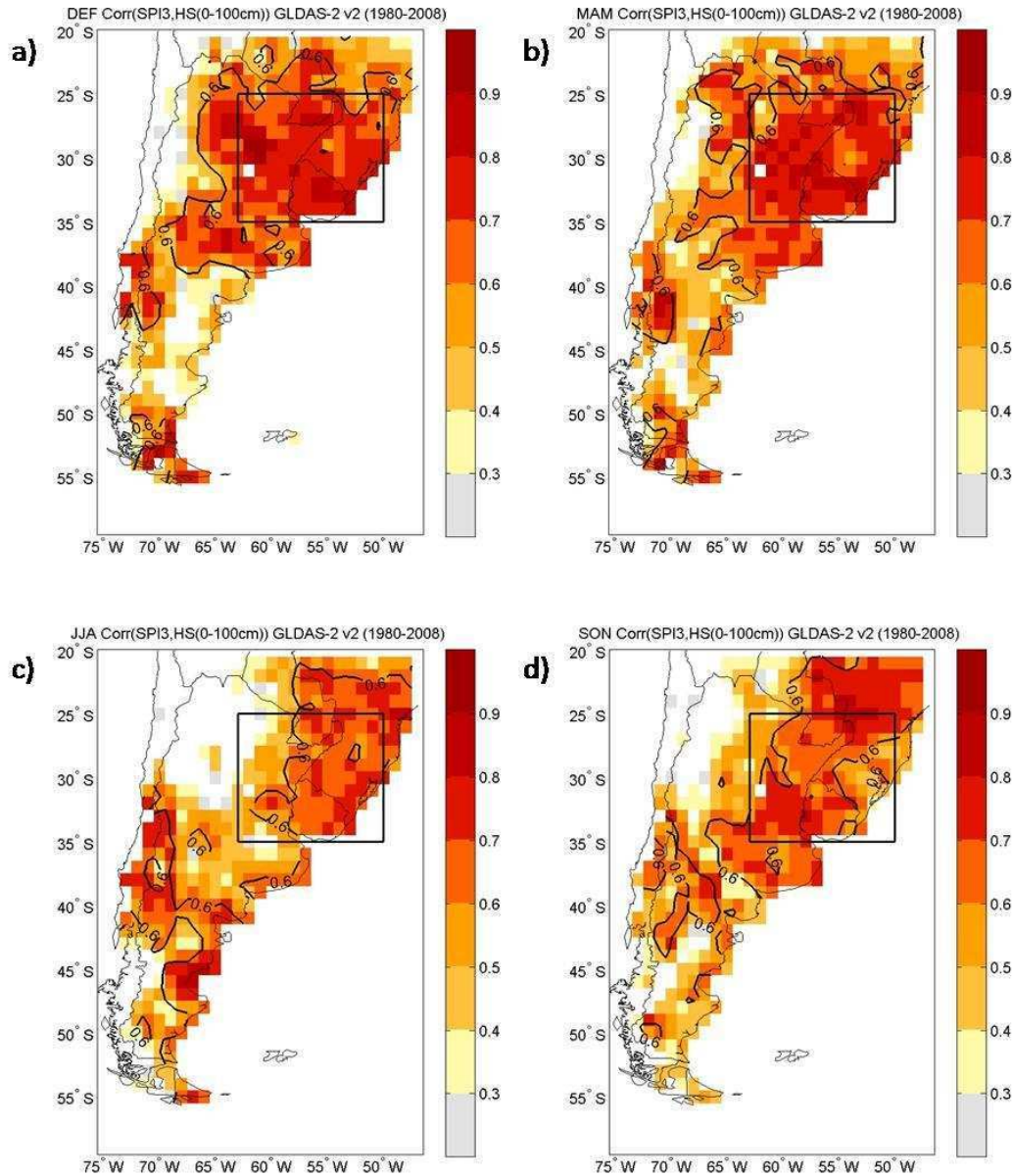


Figura 2.22. Correlación (nivel de significancia $p=0.01$, sombreado) entre θ_{stand} (0-100cm) del GLDAS 2 (v2) y el el SPI3 para a) verano (DEF), b) otoño (MAM), c) invierno (JJA) y d) primavera (SON). El contorno indica el valor de correlación de 0.6.

La Figura 2.23 muestra la evolución temporal de los promedios areales del SPI3 y de θ_{stand} sobre SESA para el periodo 1980-2008. Se puede observar que, salvo en períodos particulares como a principios de 1983 y en julio-agosto de 2005, ambas series se acompañan bien y en particular muestran un buen acuerdo en la representación de eventos extremos, ya sea en casos de déficit o exceso. Esto se puede apreciar, por ejemplo, durante los períodos 1988-1989 y 1998-1999.

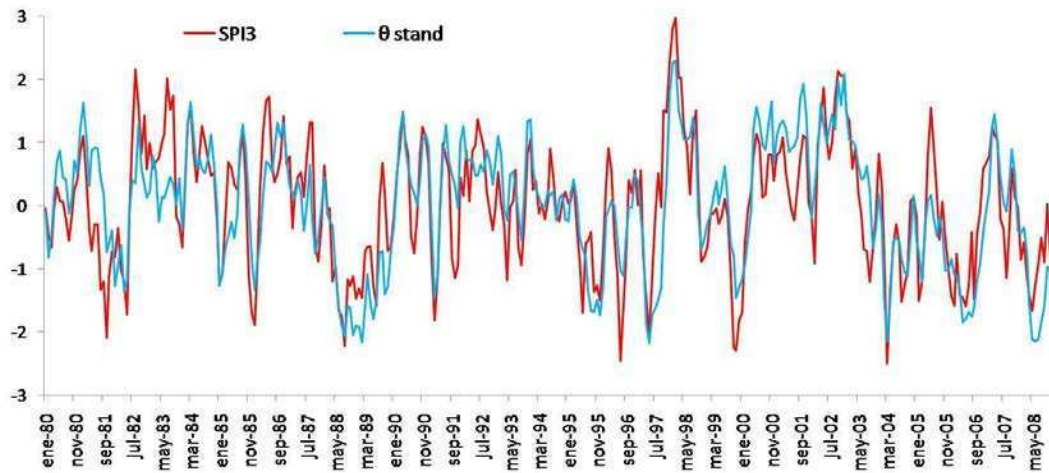


Figura 2.23. Series temporales de SPI3 y θ_{stand} (0-100cm) del GLDAS-2 (v2) sobre la caja de SESA.

Se puede concluir entonces que, comparado con el SPI3, el GLDAS-2 (v2) representa en general adecuadamente la variabilidad temporal de las condiciones de excesos y déficits hídricos en la región de estudio.

2.3.3.3. Profundidad de la Napa Freática

La napa freática (ver Figura 2.1) en conjunto con θ , la nieve y el agua alojada en la canopia, constituyen el almacenaje total de agua sobre los continentes. Estas distintas componentes interactúan entre si, por ejemplo: que la humedad del suelo provee con agua a la napa freática por medio del drenaje gravitatorio es algo mas intuitivo que el camino inverso, cuando la napa freática se encuentra cerca de la superficie y puede interactuar con la humedad del suelo por medio del ascenso capilar, como se menciona en Salgado (2009). La variabilidad de cada una de estas componentes del ciclo hidrológico, así como la variabilidad del conjunto de ellas, es de gran importancia para avanzar en su entendimiento. En este sentido, la misión GRACE, logra estimar cambios en el campo gravitatorio generados por las variaciones en la masa de agua sobre los continentes. Algunos trabajos utilizaron los datos de GRACE con el objetivo de analizar la variabilidad de las anomalías del contenido de agua total en el suelo sobre cuencas de particular interés o a escala global (Chen et al. 2009, Landerer y Swenson, 2012). Este conjunto de datos fue comparado contra redes observacionales (e.g. Chen et al. 2010) y también contra modelos de suelo/hidrológicos mostrando un buen acuerdo (Rodell et al. 2006; Syed et al. 2008, Chen et al. 2010, entre otros). También hay estudios en los cuales se asimila los datos de GRACE en los modelos de suelo para generar productos operativos de las condiciones hídricas del suelo (Houborg et al. 2012; Zaitchik et al. 2008). Los trabajos de Syed et al. (2008), y Chen et al. (2010) comparan los resultados de GRACE contra las simulaciones del NOAH (GLDAS-1) utilizando el contenido total de θ en el modelo (0-200cm). En particular, el trabajo de Chen et al. (2010) concentra su estudio en la Cuenca del Plata (LPB por sus siglas en inglés) analizando conjuntamente, datos provenientes de 27 estaciones de medición de profundidad de la napa freática ubicadas en el sur de LPB, simulaciones del GLDAS-1 (NOAH) y los datos GRACE para el período 2002-2009. Los autores encuentran que, al combinar los datos de GLDAS-1 y las mediciones de profundidad de la napa freática, se obtiene una buena similitud con las estimaciones de GRACE.

A modo de complemento con el trabajo de validación realizado por Chen et al. (2010), se realizará una comparación cualitativa de la variabilidad del contenido total de θ_{stand} del GLDAS-2 (v2, 0-200 cm), tomando el punto de retícula más cercano a cada una de las cinco estaciones de medición de la profundidad de la napa freática provistas por el SMN. Se optó por tomar el punto de retícula más cercano al punto de medición, y no un conjunto de puntos del modelo, debido a la gran proximidad entre algunos puntos de medición. El mecanismo físico de interacción napa freática- θ , mencionado anteriormente, no es representado por los modelos de GLDAS.

La ubicación geográfica de cada una de las cinco estaciones se puede apreciar en la Figura 2.24, donde también se muestran los promedios mensuales de las mediciones de la profundidad de la napa freática. Se observan distintas características de cada una de las series, por un lado respecto a la cercanía de la napa a la superficie, y por otro a la propia variabilidad de cada una. El trabajo de Fan et al. (2013), que utiliza datos observados y simulados para realizar una estimación a escala global del nivel de la napa freática (Figura 1 y 3 de su trabajo), muestra sobre la Argentina un marcado gradiente Oeste-Este, con variaciones de en la profundidad de la napa de 0.25m en Buenos Aires, hasta profundidades de 80m en la región cuyana. Esta variación espacial no se puede apreciar a partir de las mediciones del SMN, debido principalmente al bajo número de estaciones seleccionadas y a su distribución espacial. Los comportamientos temporales disímiles que registran los sitios de medición, permiten entrever características distintas no solo en la precipitación sino también, por ejemplo, en los tipos de suelo, que afectan su dinámica. De acuerdo con la Figura 3 de Fan et al. (2013), partes de la región de La Pampa, de Buenos Aires y una franja desde el centro del país hasta Paraguay muestran profundidades de la napa de entre 0.25 y 2.5m, lo que difiere de las mediciones puntuales analizadas aquí, ya que estas en general presentan mayores profundidades del nivel de la napa freática.

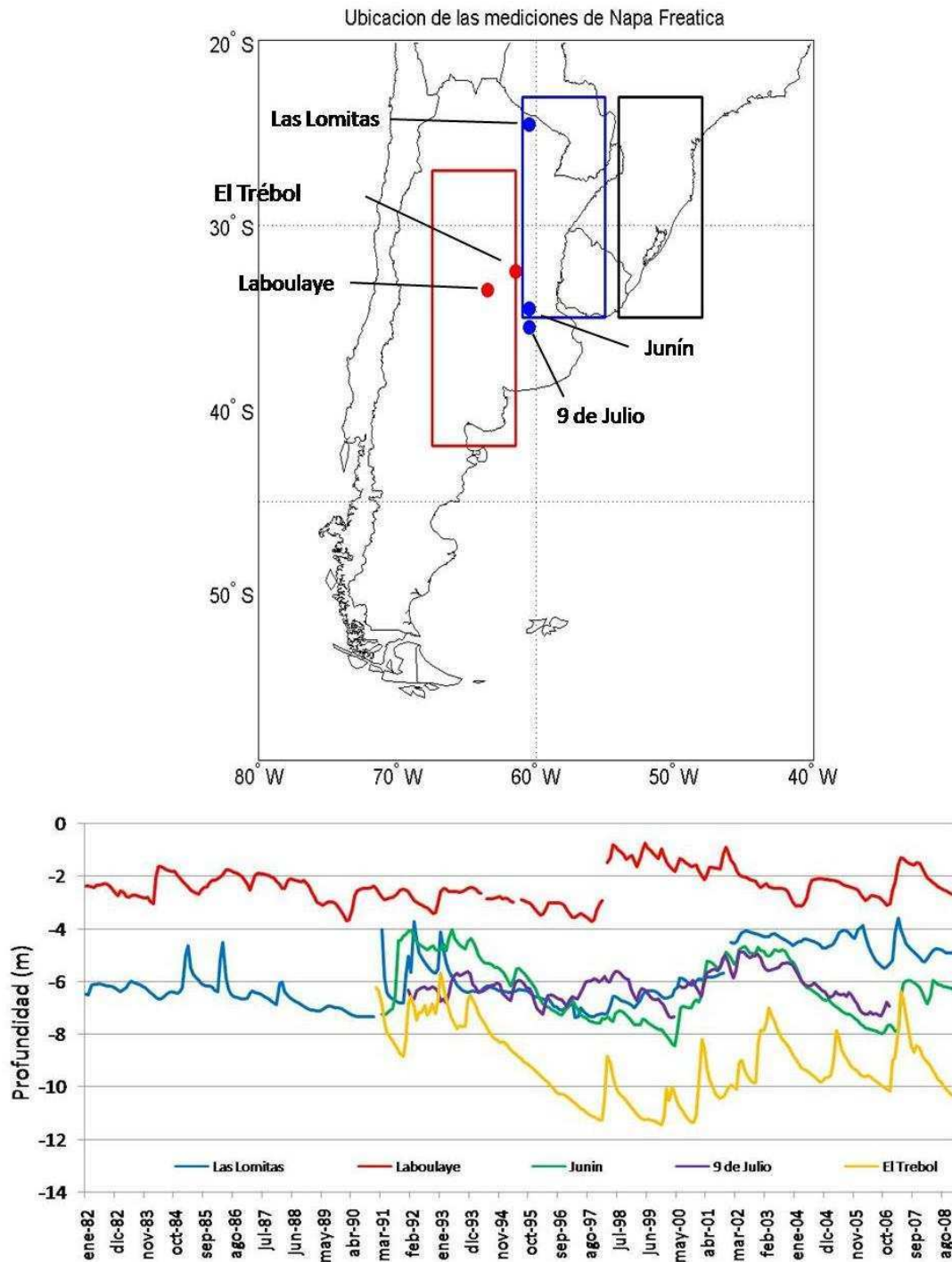


Figura 2.24. Ubicación espacial de las observaciones de napa freática provistas por el Servicio Meteorológico Nacional y de las cajas utilizadas anteriormente, con las correspondientes profundidades (m) de la napa freática

En las figuras subsiguientes se presenta el análisis para los distintos sitios, agrupados según el período que cubren las observaciones en cada caso. Se comparan las anomalías mensuales estandarizadas de θ y de la profundidad

de napa freática, en conjunto con la precipitación mensual del GPCC, del punto de retícula más cercano. En base a esta comparación se espera observar acuerdo en el signo de las anomalías y que estas sean consistentes con el comportamiento de la precipitación. La Figura 2.25 muestra las series de la estación 9 de Julio para el período 1992-2006. Se puede apreciar variabilidades relativas similares entre las series, pero la θ muestra mayor variabilidad y una respuesta más rápida a la precipitación comparado con los cambios observados en el nivel de la napa freática. Las menores profundidades de napa freática se observan luego de varios eventos importantes de precipitación.

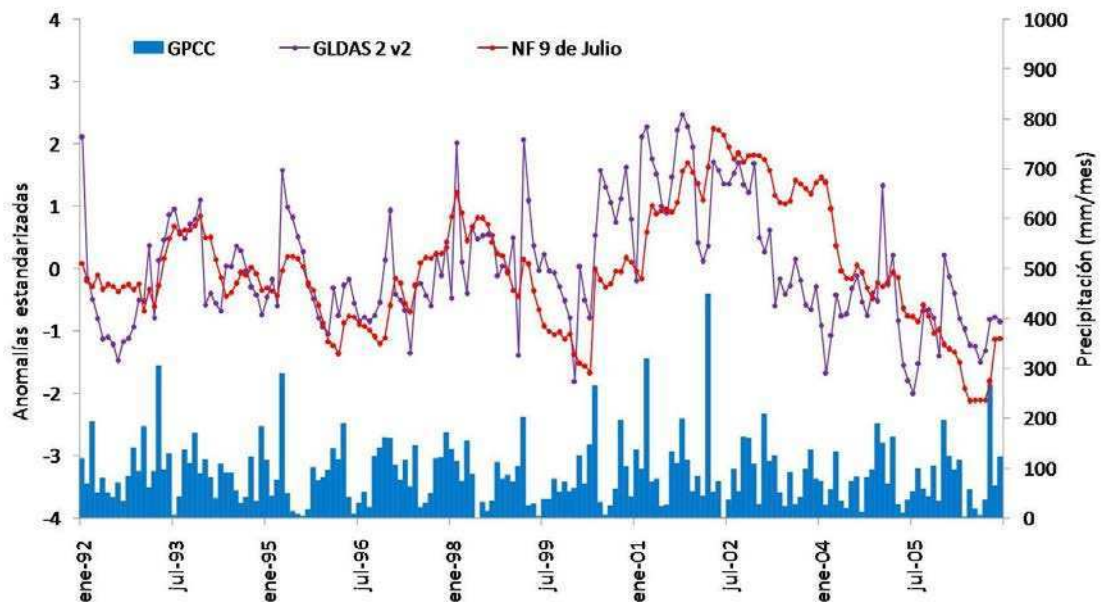


Figura 2.25. Series temporales de anomalías estandarizadas de la profundidad de la napa freática de 9 de Julio (línea roja, sin unidades) y el punto de retícula más cercano de las anomalías estandarizadas del contenido total de humedad del suelo del GLDAS-2 (v2, 0-200cm), línea violeta (sin unidades). Serie temporal de precipitación del GPCC (barras, mm/mes). Período 1992-2006.

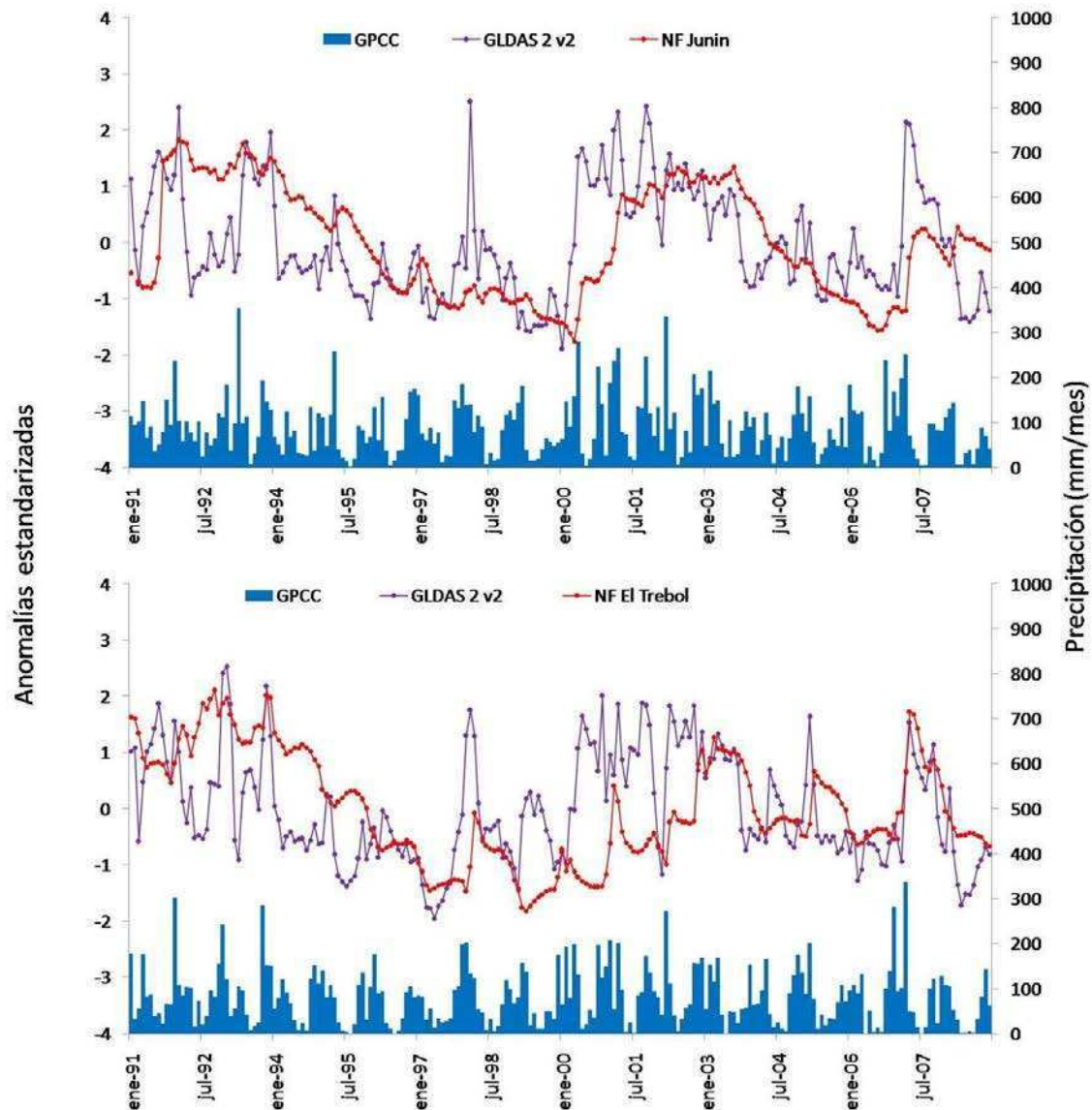


Figura 2.26. Ídem Figura 2.25 para Junín (panel sup.) y El Trébol (panel inf.). Período 1991-2008.

Al igual que en la figura anterior, la Figura 2.26 muestra las series temporales pero de Junín y El Trébol, para el período 1991-2008. Se observan características similares a las descritas para 9 de Julio, en relación a los desfases y la menor variabilidad de la profundidad de la napa freática. En El Trébol, sin embargo, se observan períodos en los cuales la respuesta temporal a la precipitación es similar.

En la Figura 2.27 se muestran las series de Las Lomitas y Laboulaye. En esta última estación, se observan características similares a las descritas anteriormente. En cambio, en Las Lomitas la variabilidad de la napa freática pareciera ser la más lenta en responder a las variaciones de la precipitación de las series aquí analizadas. Una explicación de esto escapa a los objetivos de esta Tesis, ya que podría estar relacionado con múltiples factores, como por ejemplo con el tipo de suelo, sobre los cuales no se cuenta con información.

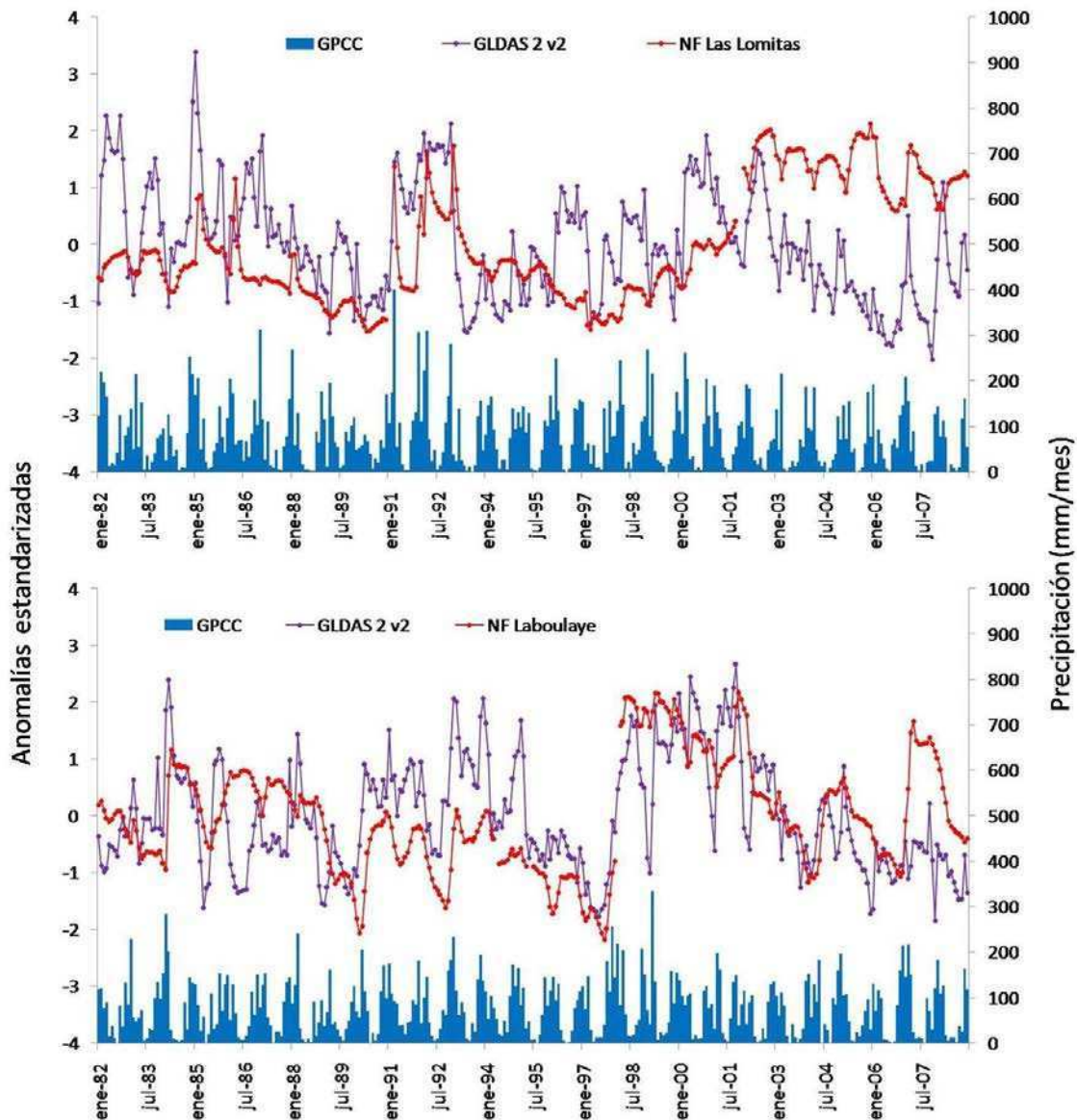


Figura 2.27. Ídem Figura 2.25 para Las Lomitas (panel sup.) y Laboulaye (panel inf.). Período 1982-2008.

En la Tabla 2.5, se muestran los coeficientes de correlación entre las series de GLDAS-2 (v2) y de napa freática, para las distintas ubicaciones. Los meses sin datos de napa freática fueron excluidos del análisis de correlación. Los valores más altos de correlación se obtuvieron en 9 de Julio seguido por Laboulaye y Junín. El desfase (o mayor persistencia) genera a su vez, que los coeficientes de correlación entre ambas series no sean tan altos. El menor acuerdo se observa en Las Lomitas, lo cual era algo esperable dado el gran desfase entre ambas series

Sitio	Laboulaye	Las Lomitas	Junín	El Trébol	9 de Julio
Ubicación (Lat, Lon)	(34.0°S, 63.2°O)	(24.4°S, 60.3°O)	(34.3°S, 60.5°O)	(32.3°S, 61.4°O)	(35.5°S, 60.5°O)
Período	1982-2008	1982-2008	1991-2008	1991-2008	1992-2006
Correlación	0,45	-0,03	0,43	0,31	0,58

Tabla 2.5. Latitud, longitud y período considerado de las observaciones de napa freática del SMN. Correlación temporal (significativa en **negrita**) entre las anomalías de contenido total de θ del modelo NOAH del GLDAS-2 v2 (0-200cm) y las anomalías estandarizadas de la profundidad de la napa freática.

Recordando que, si bien θ y la napa freática interactúan entre sí, son dos componentes distintas del ciclo hidrológico, el análisis llevado aquí mostró coherencia física entre las variabilidades del GLDAS-2 (v2) y las observaciones in-situ de profundidad de la napa freática, excepto en Las Lomitas.

En esta sección se llevaron a cabo distintas comparaciones y evaluaciones sobre el GLDAS-2 (v2), respecto a estimaciones satelitales, al SPI, y por último respecto a series de profundidad de la napa freática. Teniendo en cuenta las características y limitaciones de los conjuntos de datos utilizados para la comparación, concluimos que la variabilidad de la humedad del suelo del GLDAS-2 (v2) acompaña adecuadamente la de otras cantidades representativas del estado hídrico del suelo, al tiempo que presenta la ventaja de proveer un conjunto de datos espacial y temporalmente completo y homogéneo, apto para realizar un análisis climatológico más exhaustivo sobre la θ del GLDAS-2 (v2), tal como se propone este trabajo de Tesis.

2.3.4. Evaluación de GLDAS a escala diaria

Hasta el momento se evaluó el GLDAS-2 (v2) a escala mensual, el cual mostró ser adecuado para llevar adelante un análisis climatológico. Si bien a escala diaria se observó que la precipitación del GLDAS-1 era más representativa respecto a las observaciones empleadas, no se analizó la humedad del suelo directamente. Por este motivo a continuación se compararán las series temporales diarias del GLDAS-1 (NOAH) con observaciones de humedad del suelo. Estas observaciones fueron provistas por la CONAE en el marco del proyecto SAOCOM. Estas mediciones se realizan en distintos puntos de la Pampa Húmeda, Argentina (ver Figura 2.28) y presentan variaciones en las longitudes temporales de las series, comenzando entre el 2011 y 2013, hasta octubre del 2014. A la fecha de trabajar con los datos de GLDAS-1 (NOAH), los mismos estaban disponibles hasta el 30 de junio del 2014, con lo cual la comparación se hizo hasta esa fecha. Debe ser tenido en cuenta que los datos de GLDAS-2 no cubren el mencionado período.

Las mediciones in-situ de humedad del suelo, se realizaron en todos los lugares a la misma profundidad de 5 cm con sensores Hydra Probe II. Esta base de datos provista por la CONAE no está consistida, con lo que podría presentar errores y discontinuidades en el tiempo, y a su vez, las mediciones tampoco fueron calibradas de acuerdo al tipo de suelo del lugar de la medición (comunicación personal del Ingeniero Álvaro Soldano, del Proyecto SAOCOM).

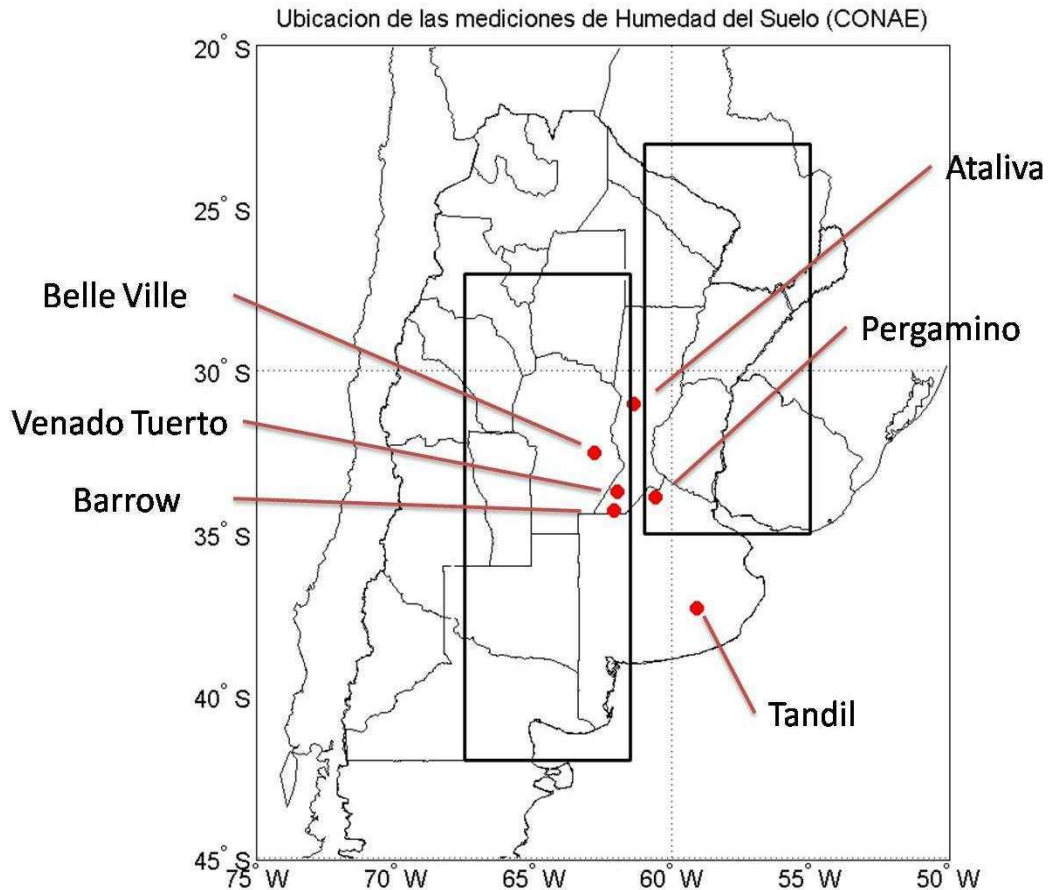


Figura 2.28. Ubicación geográfica (Lat., Lon) de los puntos de medición de humedad del suelo provistos por la CONAE, en el marco del proyecto SAOCOM: Pergamino (33,9°S, 60.6°W), Belle Ville (32,5°S, 62.8°W), Venado Tuerto (33,8°S, 62.0°W), Tandil (37,3°S, 59.1°W), Barrow (34,3°S, 62.1°W) y Ataliva (31,0°S, 61.4°W)

Sin embargo, este conjunto de datos observados es la aproximación más cercana a las condiciones reales de humedad del suelo empleadas en este trabajo, que puedan ser comparadas con el GLDAS-1. Para realizar están comparación, los datos horarios obtenidos a partir de los sensores Hydra Probe II fueron promediados a un valor diario, y del GLDAS-1 se utilizó el espesor superficial (0-10cm) del punto de retícula más cercano a cada uno de los lugares de medición. Al igual que en la comparación con la profundidad de la napa freática, se tomo el punto de retícula más cercano, y no un promedio de puntos cercanos, debido a la proximidad entre los distintos lugares de medición. Para caracterizar los errores del GLDAS-1 se calcularon dos métricas, la primera de estas caracteriza los errores sistemáticos (BIAS)

mientras que la segunda caracteriza los errores no sistemáticos (RMSEdB). Las formulas del BIAS y RMSEdB se definen a continuación

$$BIAS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\theta_i - Obs_i) \quad \text{Ec. 2.4}$$

$$RMSEdB = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\theta_i - Obs_i - BIAS)^2} \quad \text{Ec. 2.5}$$

donde N es la cantidad de datos. En la Figuras 2.29 a 2.31 se muestran las series temporales de Pergamino, Belle Ville, Venado Tuerto, Tandil, Barrow y Ataliva respectivamente.

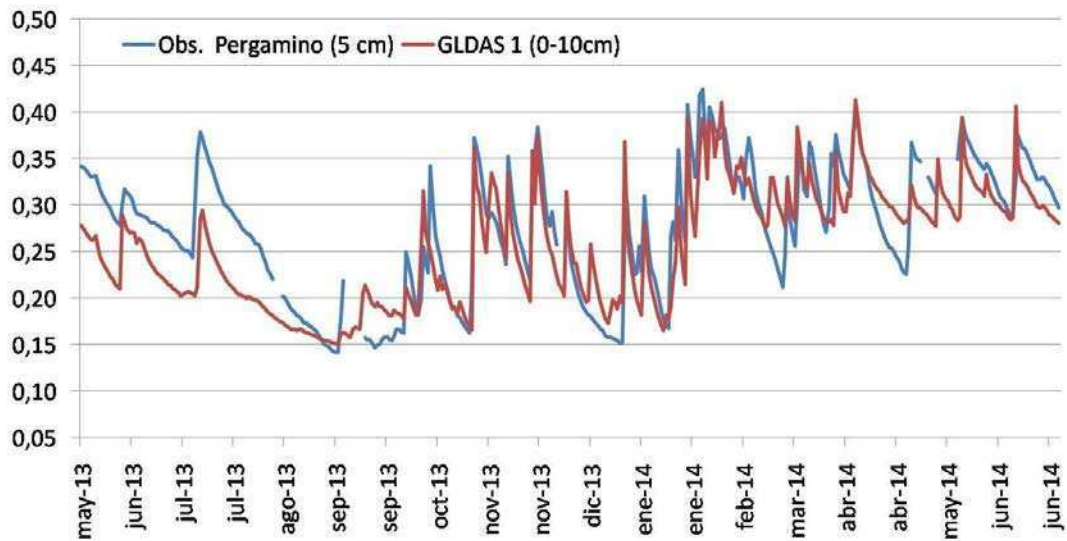


Figura 2.29. Series de θ_{vol} (m^3/m^3) para Pergamino ($33.9^\circ S$; $60.6^\circ W$), observación (azul) y GLDAS-1 NOAH (rojo).

En general se observa un buen acuerdo entre las series observadas y las simuladas por el GLDAS-1. En particular, se puede destacar el buen acuerdo en los valores mínimos, mientras que existe una mayor discrepancia en los valores máximos. La variabilidad está bien representada por el GLDAS-1 y en ciertos períodos de tiempo también el contenido volumétrico de humedad del suelo, algo que en las comparaciones anteriores de este trabajo, no se había podido evaluar.

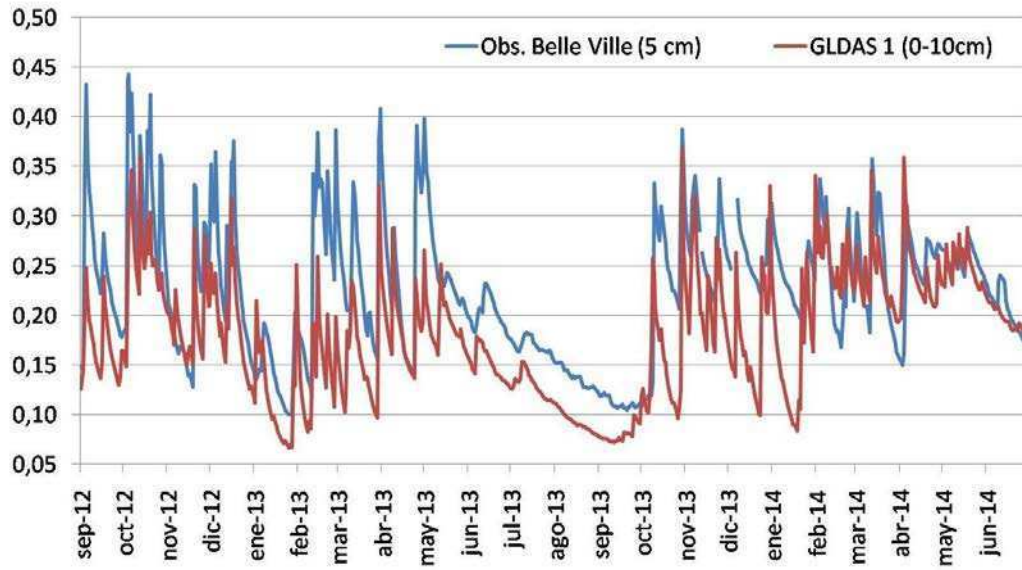


Figura 2.30. Ídem Figura 2.29 para Belle Ville (32.5°S; 62,8°W).

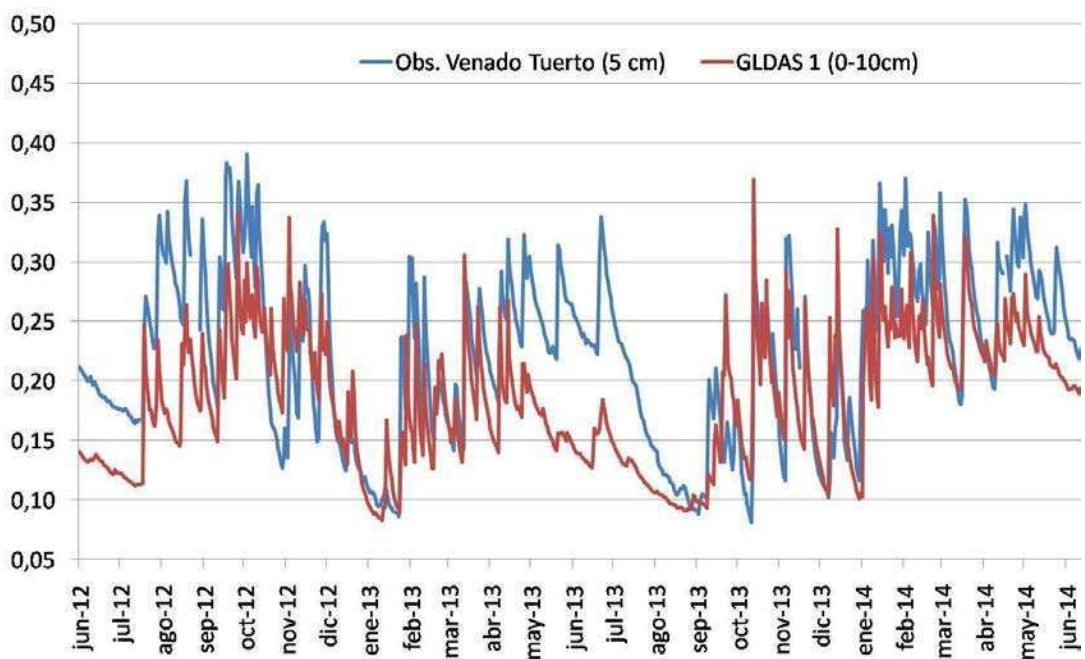


Figura 2.31. Ídem Figura 2.29 para Venado Tuerto (33.7°S; 62.0°W).

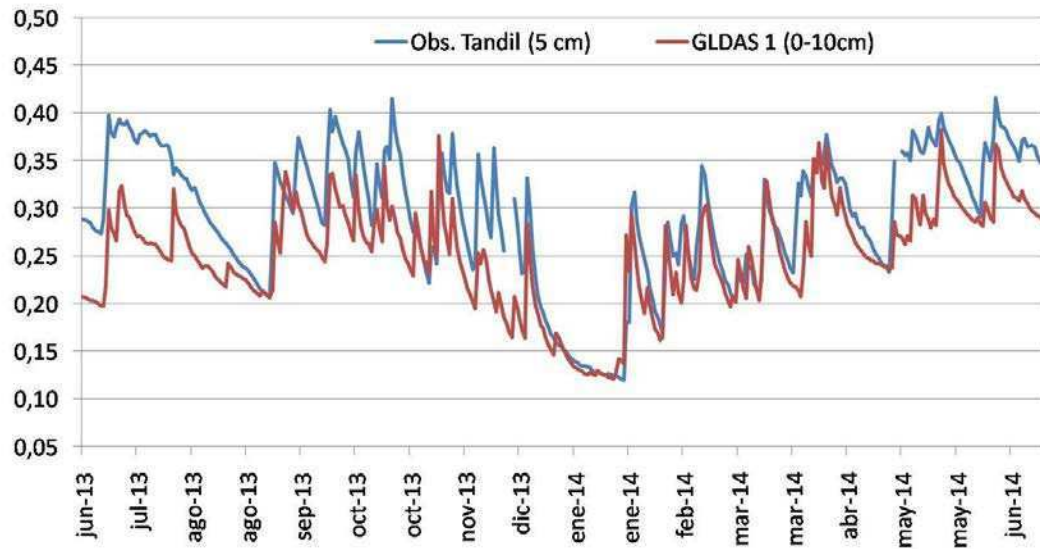


Figura 2.32. Ídem Figura 2.29 para Tandil (37.3°S; 59.1°W).

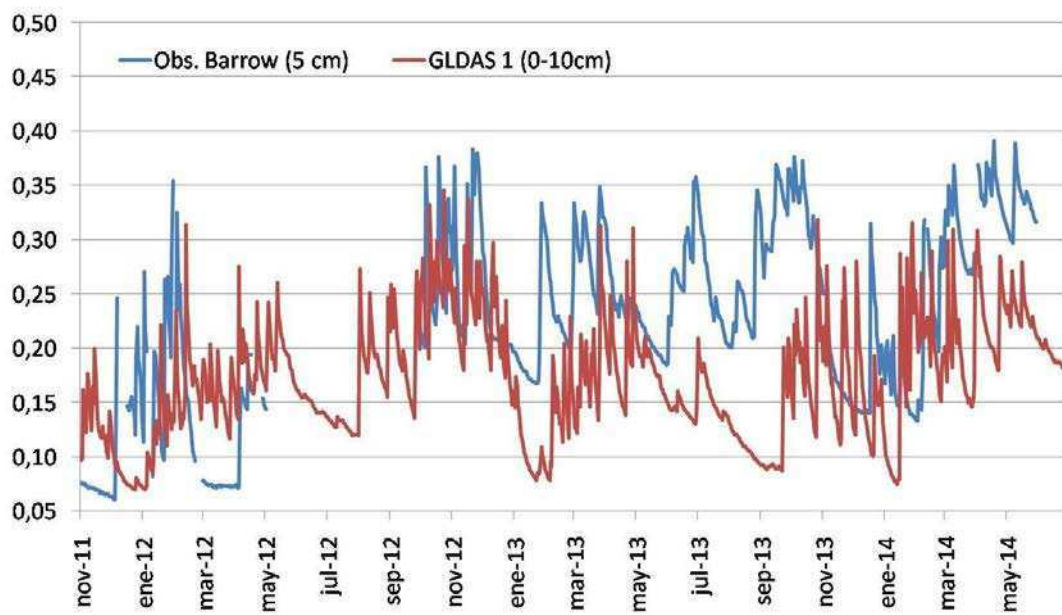


Figura 2.33. Ídem Figura 2.29 para Barrow (34.3°S; 62.1°W).

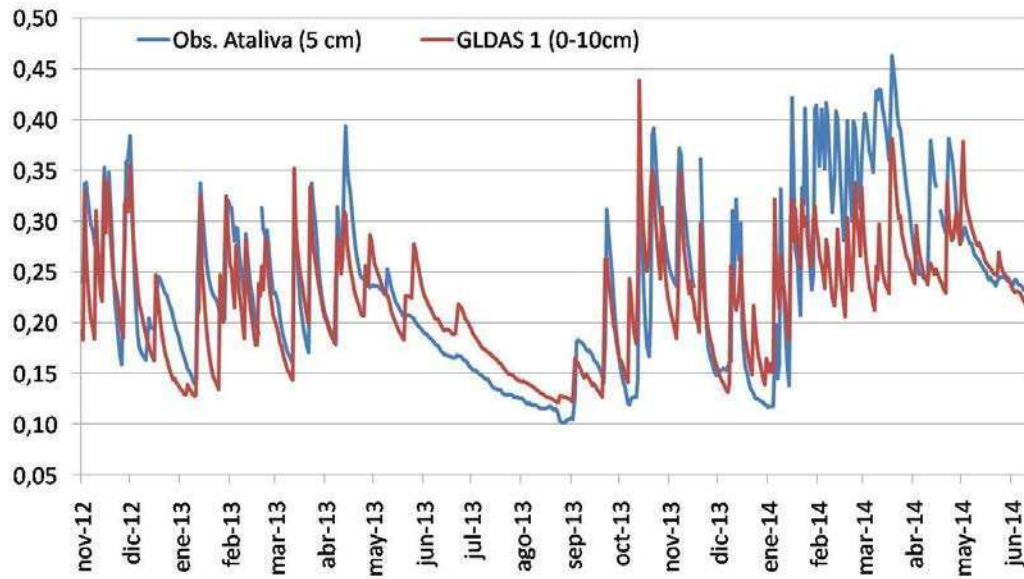


Figura 2.34. Ídem Figura 2.29 para Ataliva (31.0°S; 61.4°W).

La Tabla 2.6 resume las similitudes y diferencias entre el GLDAS-1 y las observaciones. Se puede apreciar que en general el GLDAS-1 presenta menores valores medios de θ , y una menor variabilidad respecto a las observaciones. Las menores diferencias relativas en los valores medios se observaron en Pergamino y en Ataliva, donde las mismas son cercanas al 7.6% y 4.3% respectivamente, mientras que en el otro extremo se encuentra Barrow con diferencias del orden de un 26%. Adicionalmente, se calculó la cantidad de datos diarios faltantes, como medida de la representatividad de las observaciones. Salvo por Barrow, que cuenta con un 22% de datos faltantes, el resto de las series presenta valores en el rango de 1-5.7%. Al calcular las correlaciones entre ambas series, se eliminaron del GLDAS-1 las fechas con dato faltante en las observaciones. Las correlaciones entre los datos simulados y observados, significativas en todos los casos, mostraron valores mayores o iguales a 0.73, con excepción de Barrow

Humedad del Suelo Observada / GLDAS-1 NOAH						
Localidad	Pergamino	Belle Ville	Venado Tuerto	Tandil	Barrow	Ataliva
Valor medio (m3/m3)	0,28 / 0,26	0,23 / 0,18	0,21 / 0,17	0,29 / 0,25	0,23 / 0,17	0,23 / 0,22
Desvío estandar (m3/m3)	0,07 / 0,06	0,07 / 0,06	0,07 / 0,05	0,07 / 0,05	0,08 / 0,06	0,08 / 0,06
Datos faltantes (%)	5,7	1,2	1,9	1,4	22,0	1,0
Correlación	0,83	0,73	0,73	0,86	0,29	0,78
BIAS (m3/m3)	-0,02	-0,05	-0,04	-0,04	-0,06	-0,01
RMSEdb (m3/m3)	0,04	0,05	0,05	0,04	0,09	0,05

Tabla 2.6. Valores medios y desvíos estándar de Θ_{vol} para las observaciones (azul) y GLDAS-1 NOAH (rojo), porcentaje de datos diarios faltantes y correlación entre ambas series (nivel de significancia de $p=0.10$ **en negrita**)

En esta última sección, se evaluó a escala diaria la Θ del GLDAS-1 respecto a mediciones de Θ . Se puede concluir que en general, respecto a los lugares de medición empleados, la variabilidad diaria de la humedad del suelo y sus valores medios son representados adecuadamente por el GLDAS-1. Si bien, el buen acuerdo entre las simulaciones y las observaciones no se puede extrapolar espacialmente, permite suponer un cierto grado de confianza al analizar la variabilidad a escala diaria de la θ del GLDAS-1.

En términos generales, y dado que gran parte de esta Tesis se basa en el GLDAS-2 (v2), estos resultados otorgan mayor sustento a la representación de los procesos por parte del modelo NOAH, que es el utilizado por ambos sistemas, GLDAS-1 y 2. Consecuentemente, y en vistas al estado del arte de las observaciones y los modelos de suelo disponibles, se considerará que la Θ representada por GLDAS es representativa fundamentalmente en términos de capturar correctamente la variabilidad y las anomalías en escalas mensuales a los fines perseguidos por esta Tesis.

Capítulo 3

Variabilidad temporal y espacial de la Humedad del Suelo

En este capítulo se caracterizan los ciclos de variabilidad temporal más importantes de la humedad del suelo, sumado a una regionalización espacial de los mismos. Se analizan distintas profundidades del modelo de suelo, con el fin de documentar los cambios en estas señales de acuerdo con el espesor considerado. Este análisis sobre la humedad del suelo es complementado con uno análogo sobre la precipitación.

3.1. Variabilidad de la Humedad del Suelo y su relación con la Precipitación

3.1.1. GLDAS-2 (v2, mensual)

El propósito de esta sección es tratar de individualizar las escalas de variabilidad temporal de mayor importancia a nivel regional. A partir de los ciclos anuales de Θ mostrados en el capítulo anterior, es importante mostrar las series temporales para documentar no solo los cambios estacionales, sino también otros rangos de variabilidad temporal. Un análisis más detallado de las características estacionales se muestra en el Anexo A.

Más allá de la componente estacional que, como se ha visto, muestra variaciones regionales, a continuación se analizarán las características principales de las anomalías de esta variable. Para calcular las anomalías mensuales se realizó lo siguiente: primero se calculó el ciclo anual de la variable para cada punto de retícula, luego, se calcularon los armónicos 1 y 2 del ciclo anual, y por último, se restó la suma de los armónicos 1 y 2 de ese mes, a cada mes correspondiente. Con este procedimiento se buscó eliminar los ciclos anuales / estacionales y semi-anuales de la variable. Por otro lado, cabe aclarar que se decidió trabajar con los espesores integrados de 0-100 y 0-200cm, ya que fueron los empleados en las comparaciones contra el SPI y la profundidad de la napa freática respectivamente. A su vez, el espesor 0-100cm en el modelo de suelo NOAH y en forma general es considerado como la zona de raíces (Albergel et al. 2013), pero también dependiendo del tipo de vegetación puede abarcar los 0-200cm.

En la Figura 3.1 se muestra el desvío estándar de las anomalías de Θ y el porcentaje de varianza explicada por las mismas, respecto a la varianza total (Figura 2.9). Los valores más altos de desvío estándar de las anomalías de Θ , se observan sobre las regiones de SESA-Oeste, Argentina central y el noreste de Brasil. Al observar las varianzas explicadas por las anomalías ($\frac{Var(\theta_{Anom.})}{Var(\theta)}$), se pueden observar porcentajes altos de varianza explicada (>70%) por variabilidades distintas al ciclo anual en el sur de Brasil, Paraguay y gran parte de Argentina. El noreste de Brasil también muestra valores altos de varianza explicada por las anomalías del ciclo anual. Al considerar los espesores más profundos, el porcentaje de varianza explicada se incrementa. Las regiones de la SACZ y del Amazonas, muestran en cambio, porcentajes bajos de varianza explicadas (e.g. < 20-30% para el espesor 0-10cm). Esto se debe a que la mayor varianza en estas regiones está explicada por el ciclo estacional.

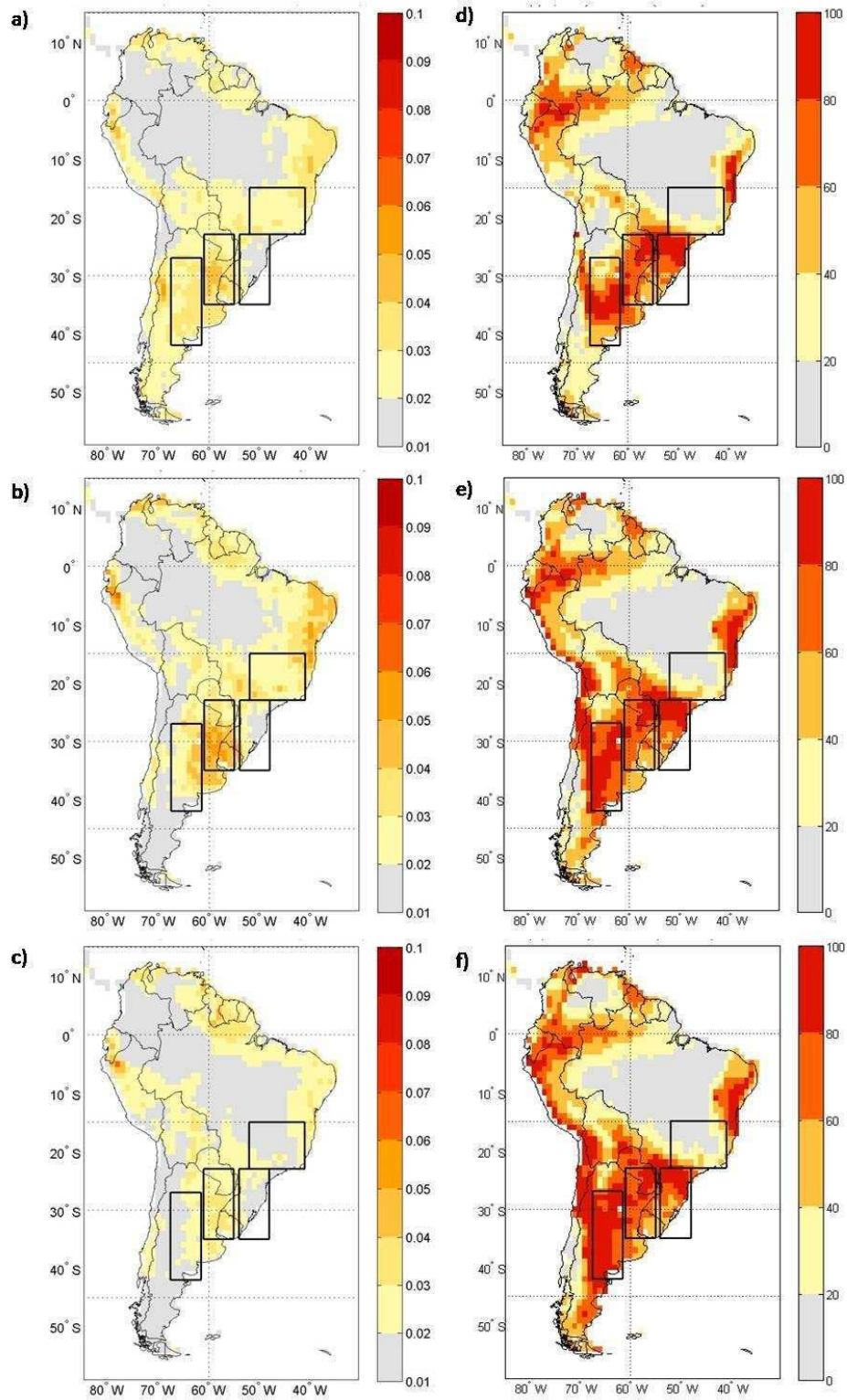


Figura 3.1. Desvío estándar de las anomalías de $\Theta_{vol}(\text{m}^3/\text{m}^3, \text{izq.})$ respecto del ciclo anual y porcentaje de varianza explicada por esas anomalías respecto a la varianza total (% , **der.**) para los espesores 0-10cm (a y d), 0-100cm (b y e) y 0-200cm (c y f). Período 1980-2008.

La figuras 3.2 y 3.3 muestran las series temporales de las anomalías de Θ . Se observan ciertos indicios de que las anomalías tienen no solo variabilidades importantes en frecuencias más bajas al ciclo anual (períodos mayores a los 12 meses), sino que también en frecuencias más altas.

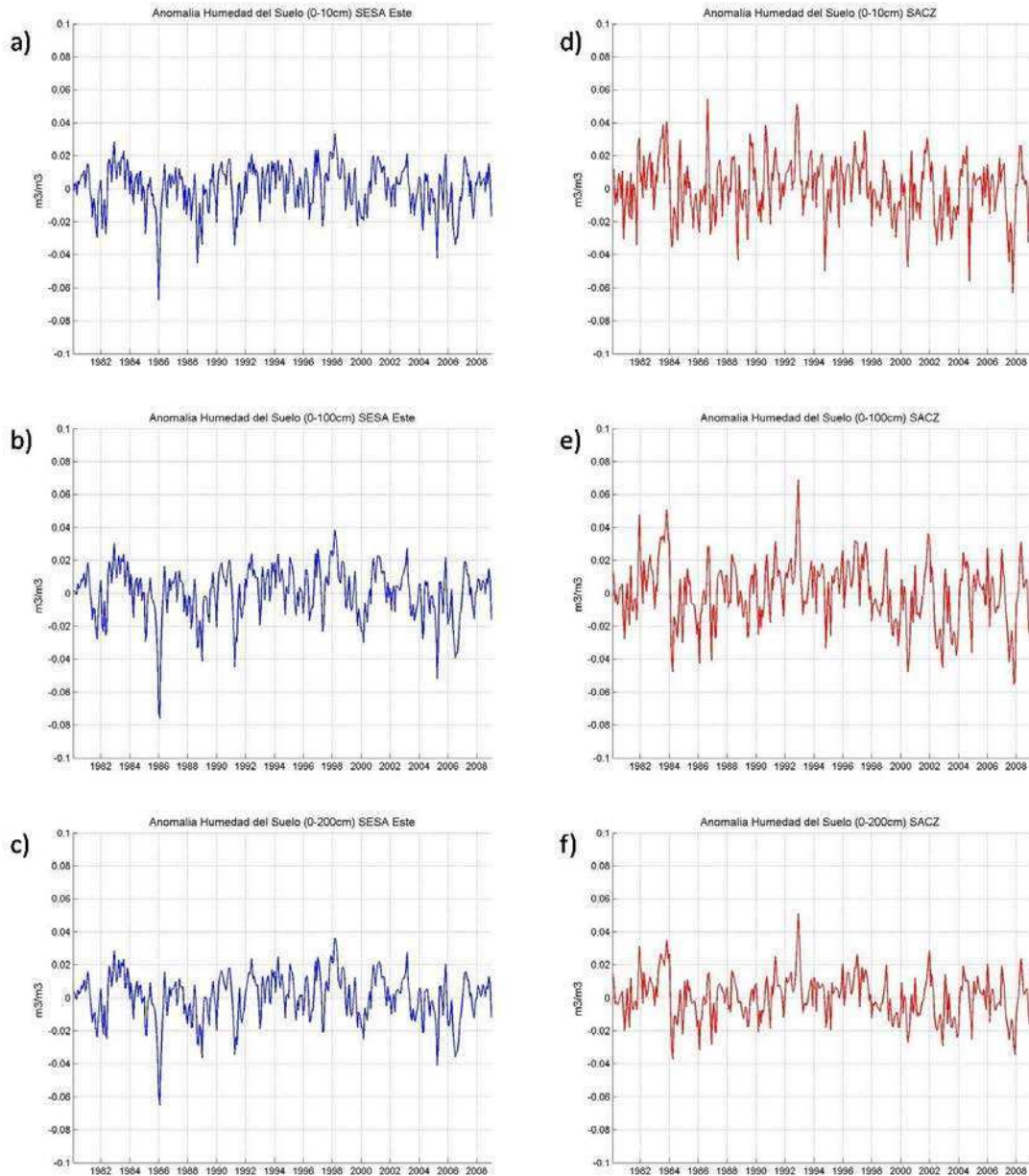


Figura 3.2. Series temporales de las anomalías de $\Theta_{vol}(m^3/m^3)$ promediadas arealmente sobre las regiones de SESA-Este para los espesores a) 0-10cm, b) 0-100cm y c) 0-200cm; y SACZ para los espesores d) 0-10cm, e) 0-100cm y f) 0-200cm. GLDAS-2 (v2), período 1980-2008.

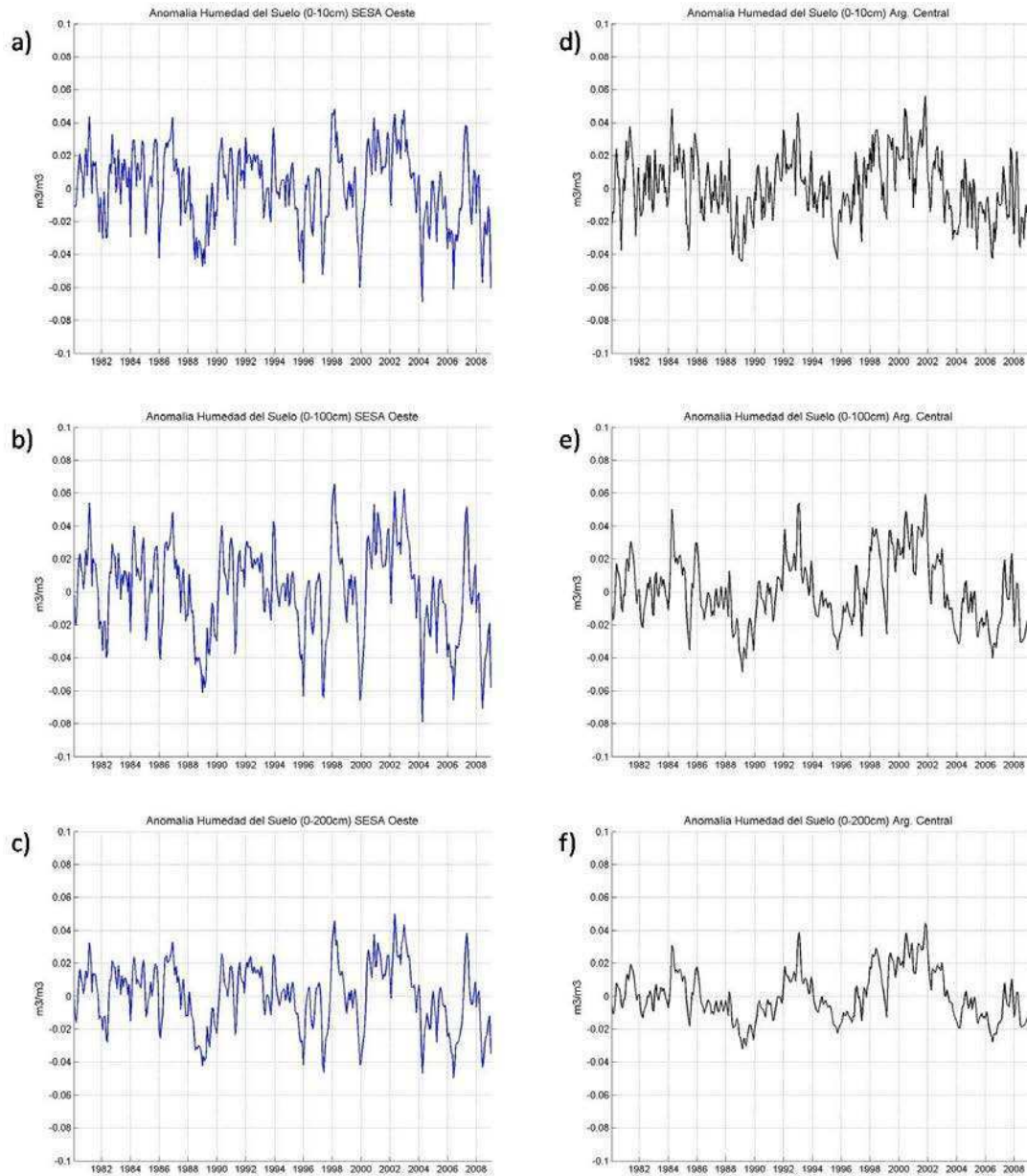


Figura 3.3. Series temporales de las anomalías de $\Theta_{vol}(m^3/m^3)$ promediadas arealmente sobre las regiones de SESA-Oeste para los espesores a) 0-10cm, b) 0-100cm y c) 0-200cm; y Argentina central para los espesores d) 0-10cm, e) 0-100cm y f) 0-200cm. GLDAS-2 (v2), período 1980-2008.

Para poder caracterizar los distintos ciclos de variabilidad dominantes en cada una de las series temporales, se calcularon los espectros de potencia utilizando en una primera instancia el método de Blackman-Tukey (1958, ver el Anexo B para los detalles). Se considerará equivalente, de aquí en adelante las denominaciones de espectro de potencia y espectro de energía. Los espectros

potencia se calcularon para las anomalías Θ , tal como fueron definidas en esta sección y sin remover la tendencia, de los espesores 0-10, 0-100 y 0-200cm, los cuales se pueden apreciar en las figuras 3.4 y 3.5.

En la región de SACZ (Figura 3.4), se observan picos significativos en escalas temporales menores a 1 año, así como también un ciclo significativo cercano a los 1.7 años (20.4 meses). En las altas frecuencias, se observa un pico en 0.3 años (3.6 meses) relativamente importante en los espesores 0-100 y 0-200 que no es tan evidente en el espesor superficial. Sobre SESA-Este se observan varios picos significativos en longitudes de onda menores al año, en particular alrededor de los 0.3 años (3.6 meses). Pero también se observa un ciclo importante aproximadamente en los 2 años. La Figura 3.5 muestra que en la región de SESA-Oeste, en general hay ciclos significativos en períodos que van desde los 2 años a los 0.25 años (3 meses), donde resalta el ciclo de 0.6 años para el espesor 0-100cm. Si bien los tres espesores de suelo muestran ciclos similares, se observan diferencias en la magnitud de los mismos, lo cual está relacionado con la varianza de cada una de las series temporales. El espesor 0-100cm es el que muestra, en general, mayor energía. También se observa un pico cercano a los 8 años que, si bien no llega a ser significativo, concentra una parte importante de la varianza de la serie. La región de Argentina-central muestra la mayor concentración de energía/varianza en las ondas más largas, con períodos significativos cercanos a los 8.7 años, mostrando en el espesor superficial un ciclo significativo de 17.3 años. Hay que tener presente que las escalas del eje de ordenadas en ambos gráficos son distintas: los ciclos significativos que se observan en SESA-Oeste contienen mayor energía que los de SESA-Este.

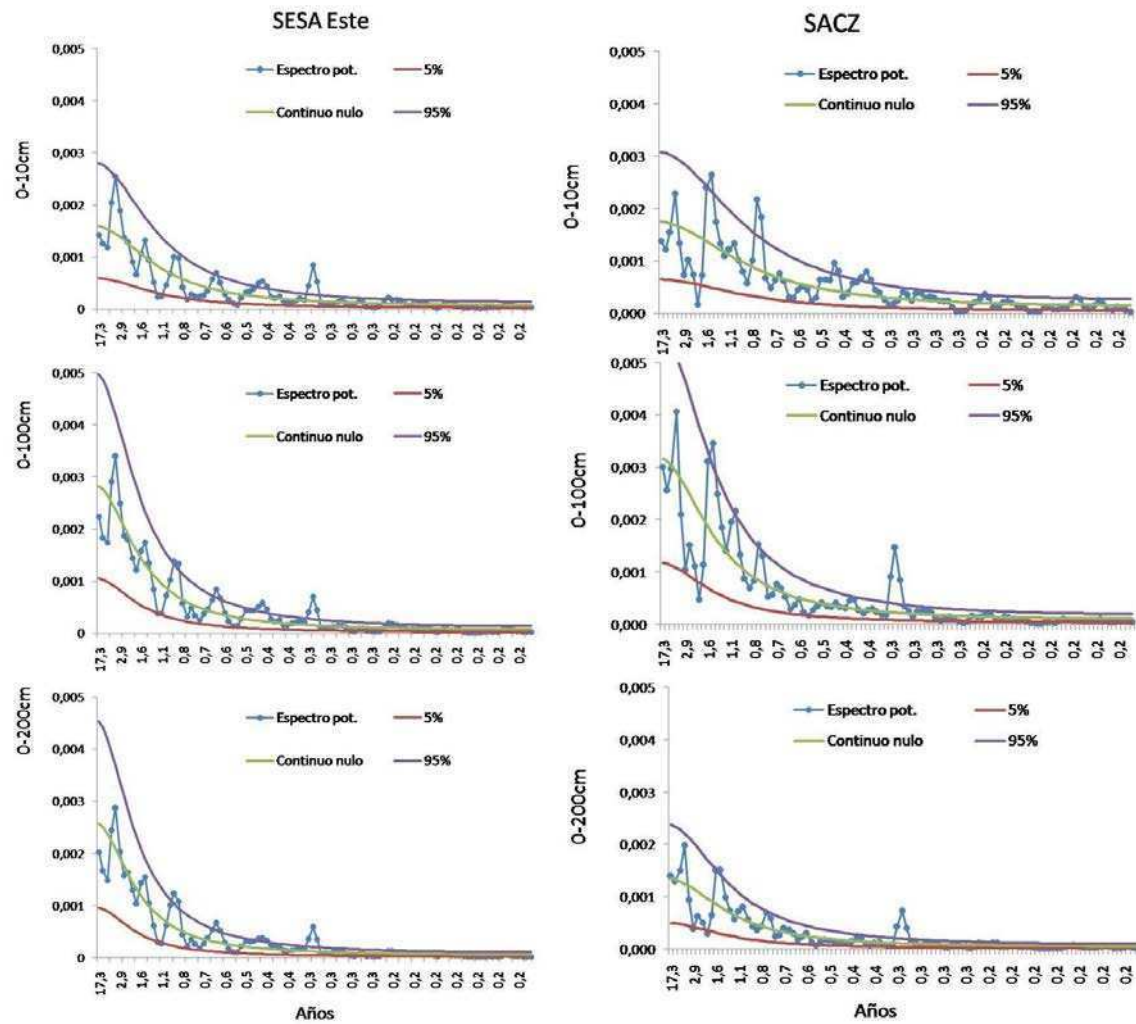


Figura 3.4. Espectros de potencia de las anomalías de θ sobre SESA Este y SACZ. La línea violeta denota el intervalo de confianza del 95%.

El ciclo de 17.3 años observado sobre la región de Argentina-central resultó ser el ciclo de variabilidad de menor frecuencia observado en las series de anomalías de θ analizadas.

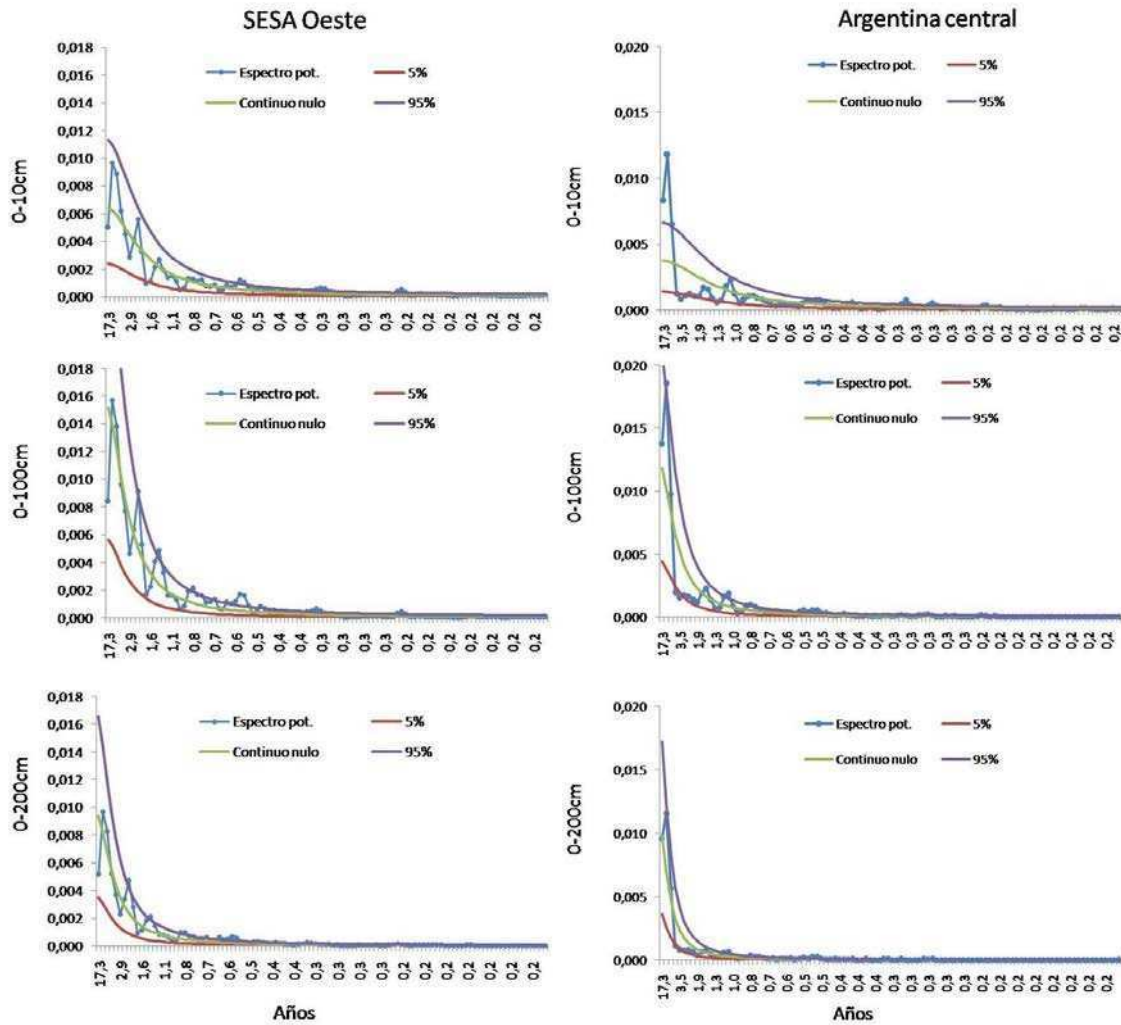


Figura 3.5. Espectros de potencia de las anomalías de θ sobre SESA Oeste y Argentina central. La línea violeta denota el intervalo de confianza del 95%.

A modo de resumen de las dos figuras anteriores, en la Tabla 3.1 se muestran los ciclos significativos de los espesores 0-10 y 0-100 cm, sobre las 4 regiones de interés. A pesar de haber removido el ciclo estacional, todavía se pueden observar ciclos cercanos a 1 año y a $\frac{1}{2}$ año. Esto podría estar relacionado a que el ciclo anual no fue removido completamente.

Región	Espectro de Potencia (Blackman-Tukey) Anomalías de Θ							
	SESA Oeste		SESA Este		SACZ		Argentina central	
Esesor	0-10cm	0-100cm	0-10cm	0-100cm	0-10cm	0-100cm	0-10cm	0-100cm
Ciclos significativos (95%, años)	0,54	2,17	3,47	0,91	1,44	1,44	17,33	8,67
	0,34	1,33	0,60	0,60	0,77	1,02	8,67	1,08
	0,25	0,83	0,43	0,46	0,40	0,79	5,78	0,81
		0,75	0,33	0,44	0,21	0,34	0,29	0,50
		0,63	0,24	0,34				0,30
		0,54						
		0,40						
		0,25						

Tabla 3.1. Ciclos significativos (intervalo de confianza 95%) sobre las 4 regiones, para los espesores 0-10cm y 0-100cm.

Una consideración que debe ser tomada en cuenta, es que el análisis espectral no permite saber en qué momento del período considerado, un ciclo significativo fue realmente importante o cómo este pudo haber variado en el tiempo. En este sentido, la metodología de wavelets, permite descomponer las series temporales en el espacio de tiempos y frecuencias, con lo que se pueden analizar los modos de variabilidad dominante y a su vez como estos varían con el tiempo (Torrence y Compo, 1998). Por este motivo es que se aplicó esta metodología a las anomalías de humedad del suelo, por un lado para comparar los períodos de máxima variabilidad con el análisis espectral y por otro analizar cómo estos varían en el tiempo. El método se aplicó a las anomalías del espesor 0-100cm, sobre las cuatro regiones de interés. Los detalles de los parámetros utilizados en esta metodología se detallan en el Anexo B. En SESA-Este (Figura 3.6) se observa que la mayor energía está concentrada en períodos (o ciclos) entre 4 y 2 años y 6 meses. Los ciclos entre 4-2 años son particularmente intensos entre los años 1985-1990 (significativo) y 1995-2000 (no significativo), lo cual podría explicar por qué al utilizar Blackman-Tukey este ciclo no es significativo (lo cual se confirma en el espectro de wavelet global). Se observa también un máximo de energía con períodos de 1 año, pero este solo es importante durante los años 1986-1987 y en menor medida en 1997. De acuerdo con Torrence y Compo (1998), un corte vertical en el gráfico de wavelet ofrece una medida local del espectro, con lo cual si se realizara un promedio en el tiempo sobre todos los cortes verticales

(espectro local), se obtendría el espectro global de wavelet (Global wavelet spectrum). Este espectro global muestra características similares al de Fourier pero suaviza los máximos, según los autores.

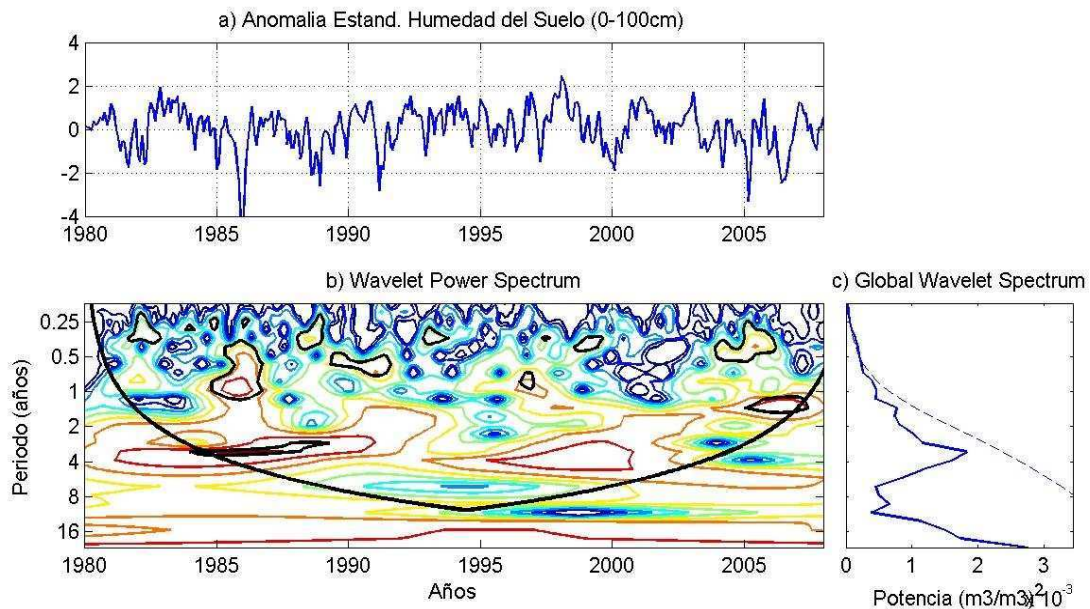


Figura 3.6. a) Serie temporal de la anomalía de θ_{stand} (0-100cm), b) Espectro de potencia wavelet (Morlet), y c) Espectro global de wavelet sobre la región de SESA-Este. Cono de influencia (línea negra), lo que está por “encima” es significativo. Valores significativos al 95% en contornos negros, respecto a ruido rojo. Los contornos indican de azul a rojo menor a mayor energía respectivamente. Los scripts para el cálculo de Wavelets fueron provistos por C. Torrence y G. Compo, disponibles online en <http://atoc.colorado.edu/research/wavelets/>

En SACZ (Figura 3.7), esta metodología muestra que la energía está concentrada en los períodos cercanos a los 4 años, manteniéndose constante en el tiempo. Al observar el espectro de wavelet global, el ciclo de 4 años no es significativo. A su vez se observan máximos entre 1 y 2 años en tres momentos distintos 1983-1986, 1992-1994 y 2002-2005, como también otros picos con ciclos menores al año.

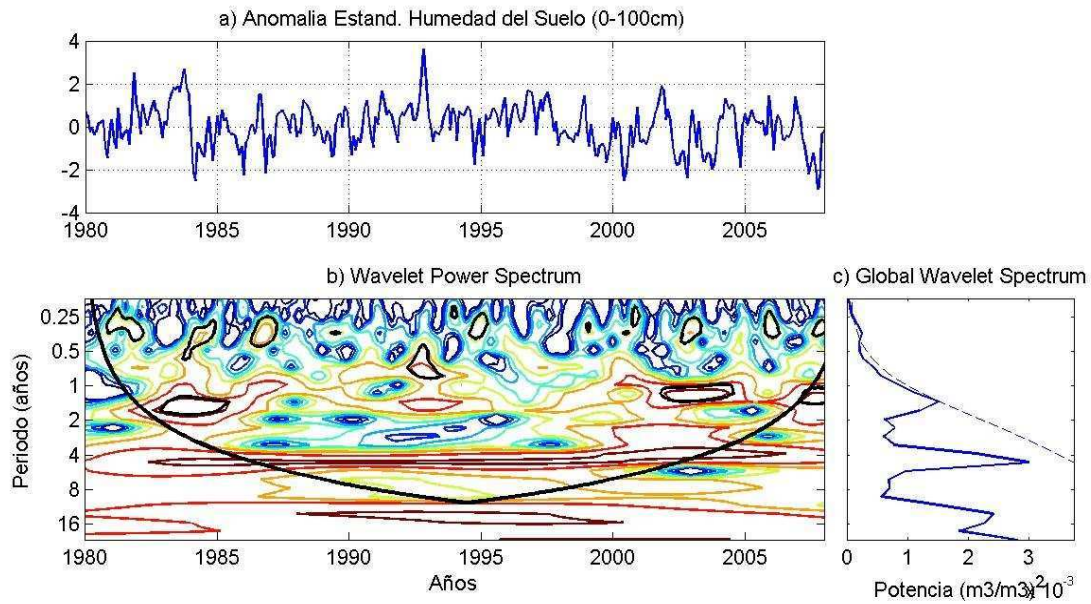


Figura 3.7. Ídem figura 3.6 para la región de SACZ.

En SESA-Oeste (Figura 3.8) la mayor concentración de energía está ubicada en las bajas frecuencias, así como se infirió a partir del análisis espectral. La energía asociada a períodos cercanos a los 8 años es particularmente intensa durante el periodo 1988-1997/98 aproximadamente, pero al no sostenerse a lo largo del período, eso explicaría su ausencia en el cálculo de espectros mediante Blackman-Tukey. A su vez los máximos observados en períodos cercanos a los 4 años son intensos a finales de 1980 y principios de 1990, y entre 1996 y 2004. El máximo asociado con ciclos de entre 1 y 2 años, muestra ser intenso solamente entre los años 1997-2000. También se observan picos de energía con ciclos menores a 1 año.

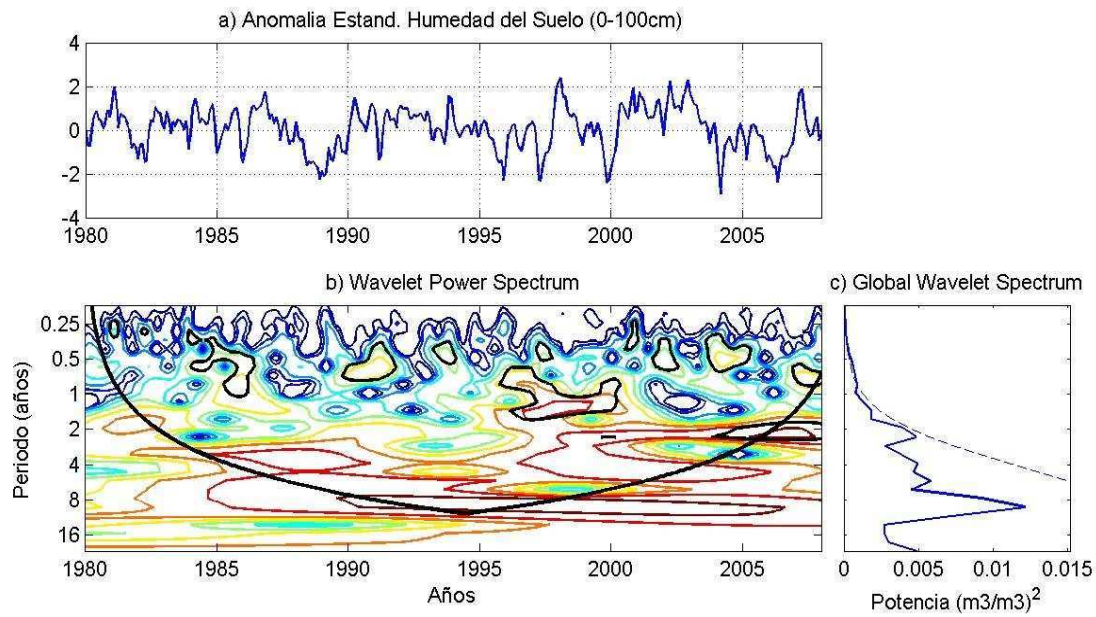


Figura 3.8. Ídem Figura 3.6 para la región de SESA-Oeste.

En Argentina-central (Figura 3.9), también se observa una concentración de la energía en las ondas más largas (como ya se había inferido con el análisis de Blackman-Tukey) el cual se mantiene constante a lo largo del período de análisis, comenzando en 1983 aproximadamente. También se observan picos significativos, de menor energía en ciclos menores al año.

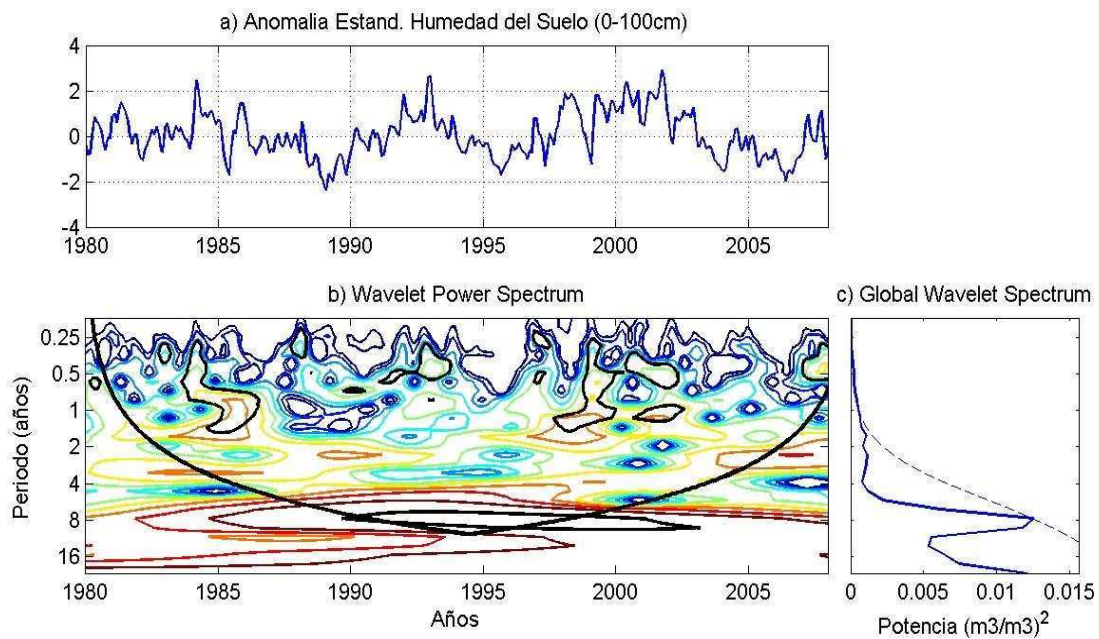


Figura 3.9. Ídem anterior para la región Argentina central.

A partir de la información obtenida hasta aquí, sobre los distintos ciclos de variabilidad de las anomalías de θ , es importante realizar un análisis análogo sobre las anomalías de precipitación del GLDAS-2 (v2) para documentar la relación entre ambas. Es por ello que a continuación se aplicará el análisis de wavelets a las anomalías de precipitación. El análisis de wavelets aplicado sobre las series de SESA-Este y SACZ se muestra en la Figura 3.10. En SESA Este se observan picos de energía significativos con ciclos de 4 años entre los años 1980-1987 y 1995-2001, así como también en ciclos menores a los 6 meses años. Hay claras similitudes con los ciclos observados en las anomalías de θ (Figura 3.6), como el máximo entre 1995-2001. Pero es necesario mencionar ciertas características distintivas, como por ejemplo, que el máximo asociado a la anomalía positiva de precipitación de los años 1982-1983, probablemente asociado con la fase positiva del ENSO (Grimm et al. 2000), no se refleja tan fuertemente en las anomalías θ . Lo cual podría estar relacionado con que cuando el suelo se aproxima a la saturación la infiltración en el suelo se reduce considerablemente, por lo tanto una intensa anomalía positiva de precipitación generará anomalías positivas en mayor medida sobre el escurrimiento y en menor medida sobre θ (Seneviratne et al. 2010) Por otro lado, se puede apreciar también que la anomalía negativa de la precipitación, entre los años 1985-87, muestra en θ una anomalía negativa notablemente más intensa. En la región de la SACZ, las características del ciclo de 4 años observadas en las anomalías de θ (Figura 3.7), no se observan tan claramente en la precipitación. Si bien, se observa un máximo con un período de 4 años, este no se mantiene constante en el tiempo. En SESA-Oeste una característica que se destaca al comparar el análisis de wavelet entre las anomalías de precipitación (Figura 3.11a) y la θ (Figura 3.8), es una coincidencia temporal en los máximos de energía, pero en comparación, la energía en las anomalías de θ se ubica se concentra en ciclos de menor frecuencia. Esto se aprecia más claramente en el espectro global de wavelet, donde la concentración de la energía de la θ se ubica en los períodos más largos. En Argentina-central, se observa una coincidencia en el máximo de energía, ubicado en las frecuencias más largas. En los ciclos más cortos se observan algunas diferencias, como por ejemplo en los ciclos significativos de entre los 6 y 12 meses en el año

1990 y 2000 en las anomalías de θ , que no son evidentes en las anomalías de precipitación.

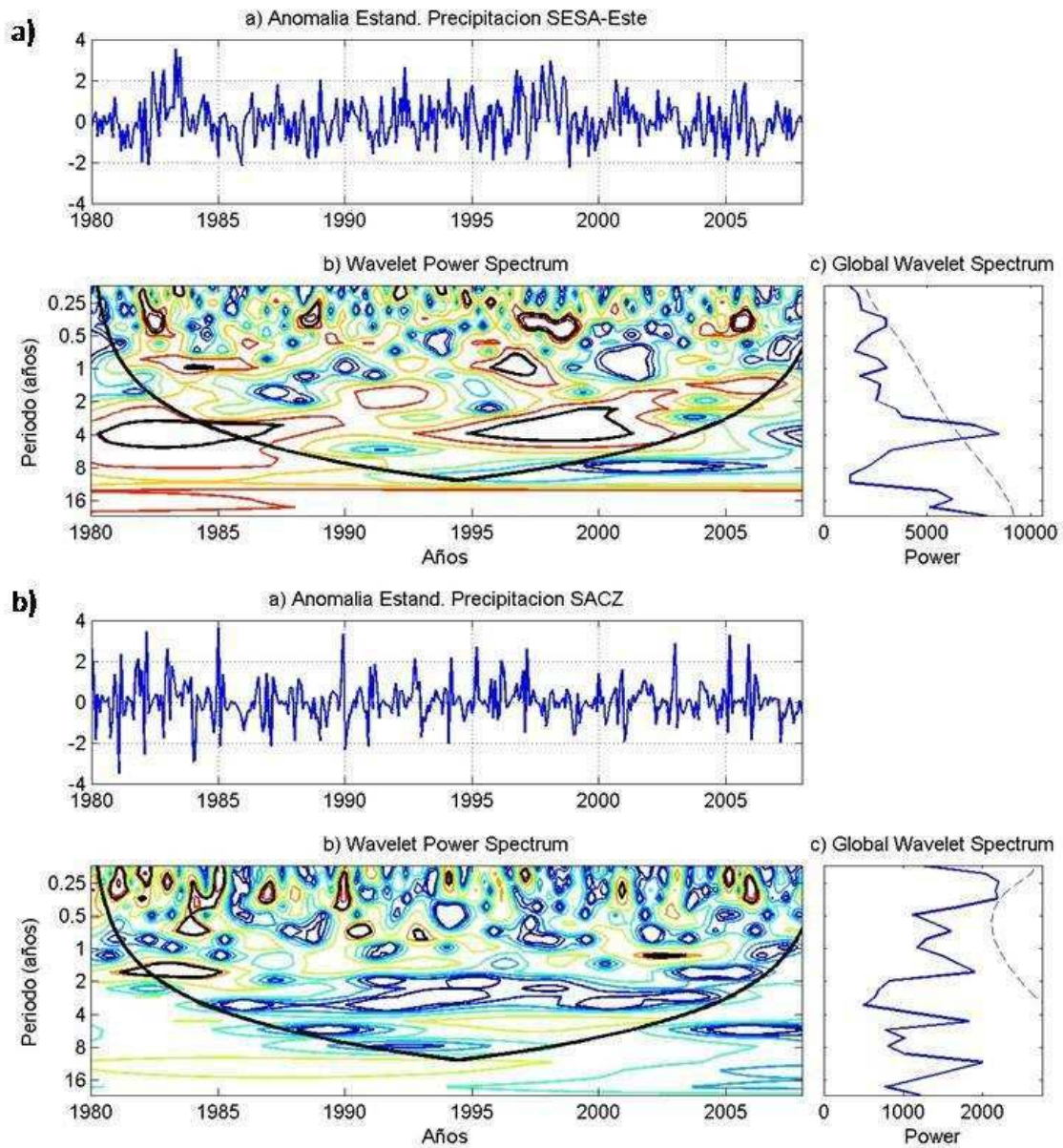


Figura 3.10. Series temporales de las anomalías estandarizadas de precipitación, espectro de potencia Wavelet (Morlet), y espectro global de wavelet sobre las regiones de a) SESA-Este y b) SACZ.

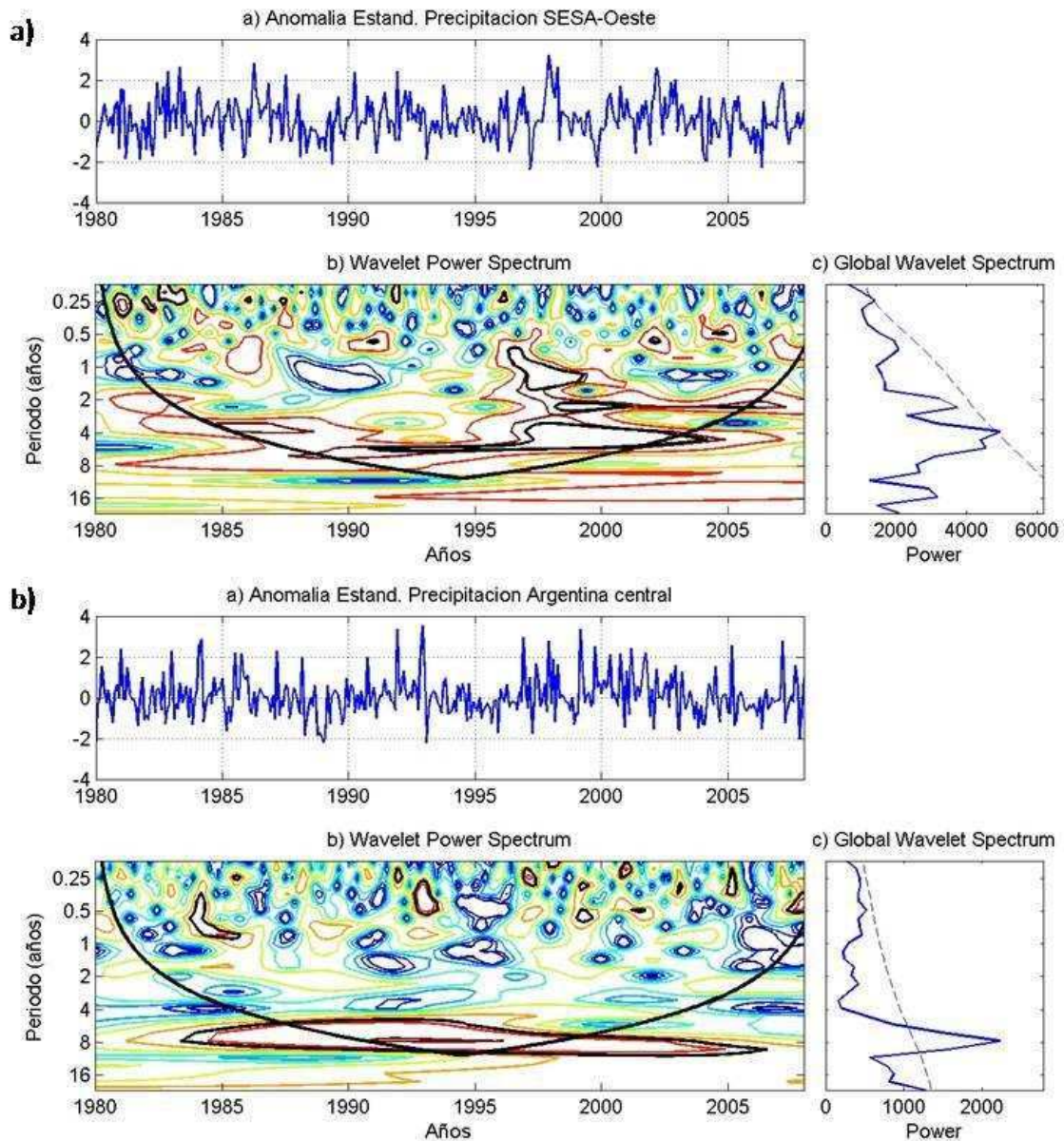


Figura 3.11. Ídem Figura 3.10 para las regiones de a) SESA-Oeste y b) Argentina central.

Por medio de los análisis espectrales (Blackman-Tukey) y de Wavelets, se mostraron las diferentes características de la variabilidad temporal de las anomalías de Θ y su relación con las anomalías de precipitación sobre cuatro regiones. Pero, es necesario tener presente que estas regiones fueron seleccionadas en base a las características de la precipitación y a un análisis preliminar sobre la respuesta de la Θ , en cada una de ellas. En función del objetivo de documentar la variabilidad espacial de la Θ en una forma más completa, es que se analizará primero el grado de relación de las series

temporales de cada una de las cuatro regiones con todos los puntos de retícula del dominio. En relación al cierto grado de subjetividad que conlleva esta elección, es que se aplicará posteriormente un método estadístico –no subjetivo- para caracterizar regiones donde la variabilidad temporal sea similar. En relación con este objetivo, se calcularon primero los coeficientes de correlación entre las series temporales de las anomalías de Θ de cada subregión con aquella correspondiente a cada punto de retícula del dominio (Figura 3.12). La serie temporal de anomalías de humedad del suelo promediada sobre SESA-Oeste, muestra una alta relación positiva con la región centro-sur de SESA-Este ($r > 0.5$). Pero lo más interesante para destacar es la correlación negativa ($r < -0.3$) y significativa con la mitad noreste de la caja SACZ, y con el norte y noreste de Brasil. Esta respuesta dipolar entre SESA-Oeste y SACZ se reconfirma con la respuesta que presentan las anomalías promediadas sobre SACZ (Figura 3.12a y d). Por último, se puede mencionar que las anomalías promediadas sobre Argentina-central muestran valores altos de correlación con la región de SESA-Oeste, mostrando una importante dependencia en relación a su variabilidad entre estas dos regiones.

En la Figura 3.13 se muestra el mismo análisis pero aplicado a las anomalías de precipitación. En general, se observan características similares a las observadas en la Θ . Pero también se observa que la extensión areal de correlaciones del mismo signo son menores lo cual sugiere que las anomalías de Θ responden a una escala espacial mayor que las de precipitación.

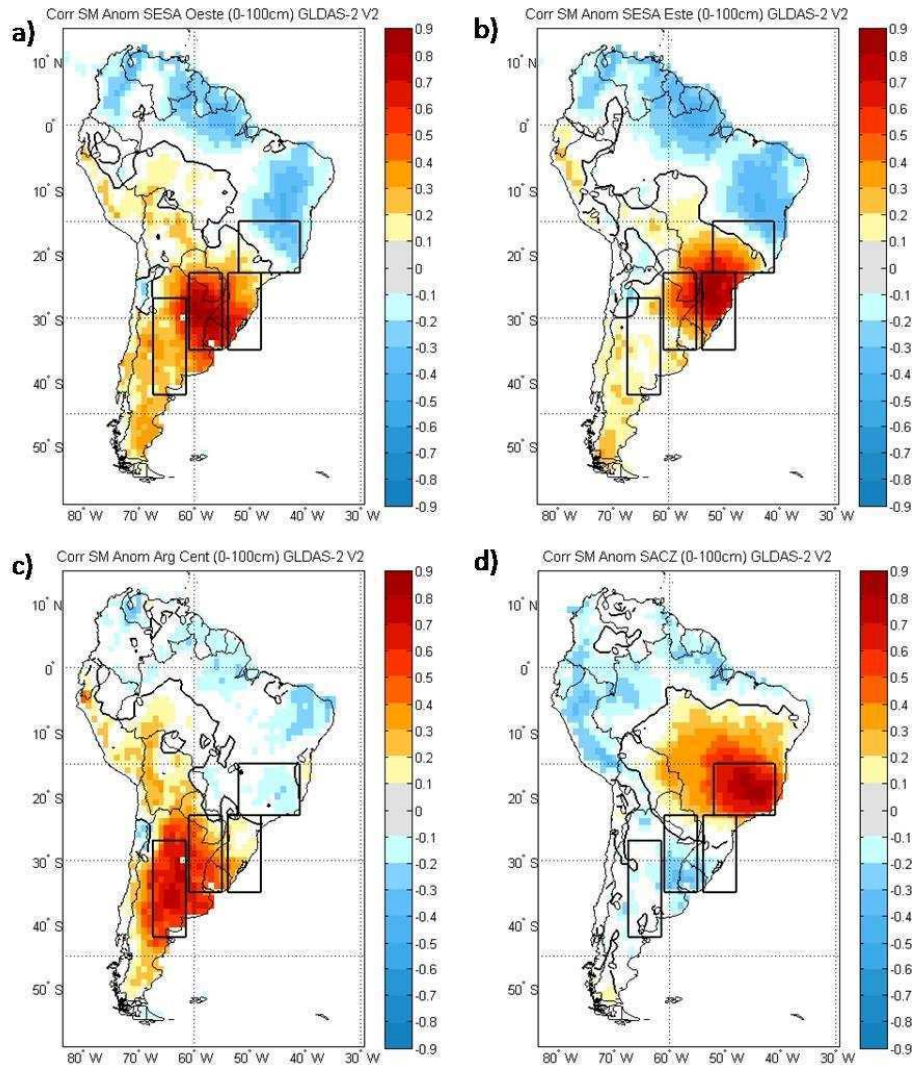


Figura 3.12. Correlación entre el promedio areal de anomalías de θ (0-100cm) de cada caja (a) SESA Oeste, b) SESA Este, c) Argentina central y d) SACZ) con el resto de los puntos de retícula. Se enmascararon los puntos no significativos (nivel de significancia $p=0.01$, Test de Student a dos colas)

La relación inversa observada en las anomalías de θ entre las regiones de SESA-Este y SESA-Oeste, responden al comportamiento de la precipitación. Este mecanismo inverso entre las regiones de SESA y SACZ, responde principalmente a que cuando la SACZ esta activa (aquí nos referimos con SACZ activa, a una mayor precipitación sobre esta región), genera que se vea debilitado el flujo de humedad atmosférica hacia la región de SESA. Este clásico patrón dipolar de la precipitación documentado para la estación cálida (Nogués-Paegle y Mo, 1997), se identifica aquí de manera más generalizada,

dato que estas anomalías expresan el comportamiento para todas las estaciones. Asimismo, debe señalarse que es más claro cuando se busca la señal en SESA-Oeste/SACZ que cuando se utiliza SESA-Este.

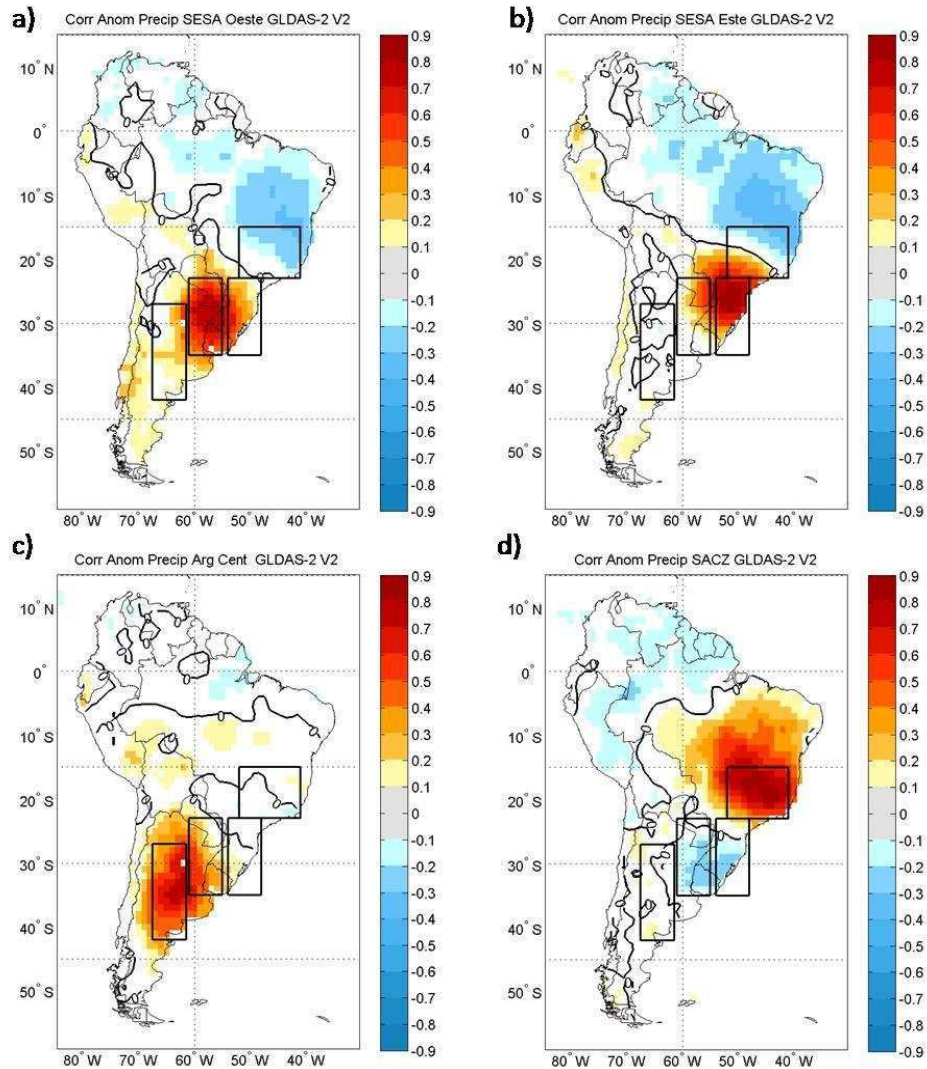


Figura 3.13. Correlación entre el promedio areal de anomalías de precipitación para las caja de (a) SESA Oeste, b) SESA Este, c) Argentina central y d) SACZ) con el resto de los puntos de retícula para el espesor 0-100cm. Se enmascararon los puntos no significativos (nivel de significancia $p=0.01$, Test de Student a dos colas).

Al analizar la correlación temporal entre las anomalías de Θ promediadas sobre las cuatro regiones de interés con todos los puntos de retícula del dominio, se analizó en forma subjetiva el grado de similitud de la variabilidad temporal sobre el dominio. Para poder entender y caracterizar

regiones con variabilidades temporales de las anomalías de θ similares, se aplicará una metodología que permita obtener una regionalización objetiva de esta variable. En este sentido se optó por trabajar con la metodología de análisis de componentes principales (ACP, Green, 1978). El ACP permite simplificar la información original de una variable en un número menor de variables o dimensiones, las cuales retendrán la mayor información del espacio original (Wilks, 2011). Básicamente, esta metodología aplica una rotación sobre la configuración inicial de puntos en nuevas orientaciones, que son ortogonales entre si y maximizan la varianza. Al emplear como matriz de entrada, la matriz de correlaciones en modo S (Compagnucci et al. 1985) el ACP permite encontrar regiones homogéneas o quasi-homogéneas respecto a su variabilidad temporal. Esta metodología en modo S, fue empleada por muchos autores para regionalizar variables de acuerdo a sus características temporales, tales como la temperatura, la precipitación e índices de sequía (ver Bettolli et al. (2010) y los autores ahí citados, entre otros). La matriz de entrada en modo S implica, que se correlacionó cada serie temporal de cada punto de retícula contra todos los puntos restantes. Esto se realizó sobre un subdominio de Sudamérica, con el objetivo en analizar las regiones de interés anteriormente mencionadas (Latitud = (44.5°S-14.5°S) y Longitud = (68.5°W-29.5°W)) y de esta manera concentrar la señal de las anomalías de θ . A su vez, y antes de aplicar el ACP se removió la tendencia lineal y se estandarizaron las anomalías de θ .

Este análisis requiere tomar un criterio mediante el cual se puedan definir que regiones resultaron significativas/ homogéneas, para lo cual se aplicó un umbral apropiado sobre los factores de peso de $|r|=0.4$, propuesto por Richman y Lamb (1985). La utilización de la letra “r” para denominar a los factores de peso, está relacionada con la matriz de entrada que es de correlaciones, y también es necesario mencionar la arbitrariedad en la elección del corte para el valor de $|r|$. Al momento de decidir la cantidad de componentes principales (CP) a ser retenidas para el análisis se pueden emplear diversos criterios de corte. Por ejemplo, se pueden mencionar los métodos de Kaiser (1958) y el scree test propuesto por Catell (1966). El criterio de Kaiser retiene todos las CP con autovalores mayores a 1, mientras que el scree Test busca el

“quiebre” o “codo” en el gráfico de las varianzas explicadas por cada uno de los autovalores para determinar el corte. También se puede determinar un criterio de corte en base a la varianza acumulada por las primeras N componentes principales.

En la Figura 3.14 se muestran las primeras 3 CP y las series temporales asociadas a cada campo (scores), con sus respectivos análisis de wavelet, y los espectros globales de wavelet. Solo se muestran las primeras 3 CP, que en total explican el 38.9% de la varianza, a pesar que el criterio de scree test muestra un quiebre recién entre en los autovalores 4 y 5 (ver Figura 3.15). La CP1 explica un 15.4% de la varianza y muestra una estructura dipolar, en base a las regiones con $|r| > 0.4$. La región homogénea más extensa ($r < -0.4$) comprende las regiones de Argentina-central, SESA-Oeste y en menor medida SESA-Este, mientras que la otra región homogénea ($r > 0.4$) se observa en la región noreste de la caja SACZ. El análisis de wavelet muestra que la variabilidad de la serie temporal asociada a CP1 tiene ciclos significativos con períodos cercanos a los 8 años, pero también en ciclos cercanos y menores al año en distintos momentos del período. En la Figura 3.12 (a, c y d) se había observado también una relación inversa entre la serie de anomalías de θ promediadas sobre Argentina-central y sobre SESA-Oeste con la región de la SACZ, con lo que este análisis de componentes principales estaría ratificando la elección de las sub-regiones en términos de coherencia espacial de la variabilidad. Por otro lado la CP2 explica un 13.5% de la varianza y muestra una estructura monopolar incluyendo partes de SACZ, el norte de SESA-Oeste y SESA-Este y extendiéndose más hacia el este y el norte. La metodología de wavelets muestra ciclos con períodos similares a los observados en la serie promediada sobre SACZ (Figura 3.8), pero con menor intensidad en el ciclo de 4 años. La CP3 explica un 9.8% de la varianza y muestra una estructura similar a un tripolo. Las regiones homogéneas se encuentran en SESA-Este ($r < 0.4$), sobre la región noreste de SACZ y en menor extensión sobre Argentina-central ($r > 0.4$). El análisis de wavelet, muestra la importancia en estas regiones de los ciclos en períodos cercanos a los 4 años (no significativo) y en períodos menores a los 12 meses.

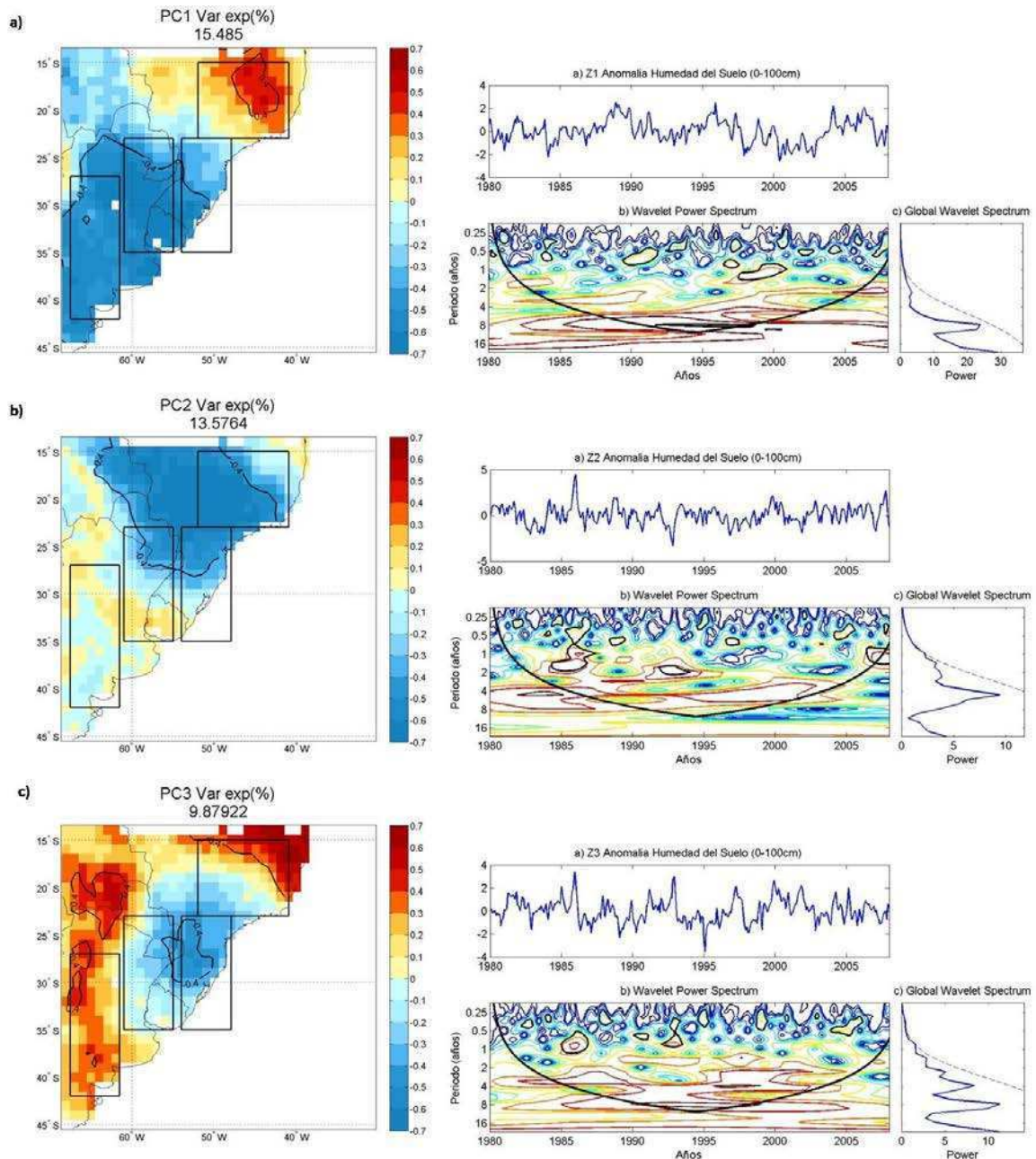


Figura 3.14. Factores de peso de las primeras 3 componentes principales de las anomalías de Θ (contorno $|r| = 0.4$), acompañadas de las series temporales asociadas (scores), el espectro de potencia de wavelet y el espectro global wavelet.

En la Figura 3.15 se muestran los porcentajes de varianza explicada por los primeros diez autovalores, y la incerteza o error asociados a cada uno de ellos, de acuerdo al criterio de North et al. (1982). Se puede observar que los primeros 2 autovalores superponen sus barras de error, lo que sugiere que son degenerados y consecuentemente no podrían ser interpretados como patrones totalmente independientes.

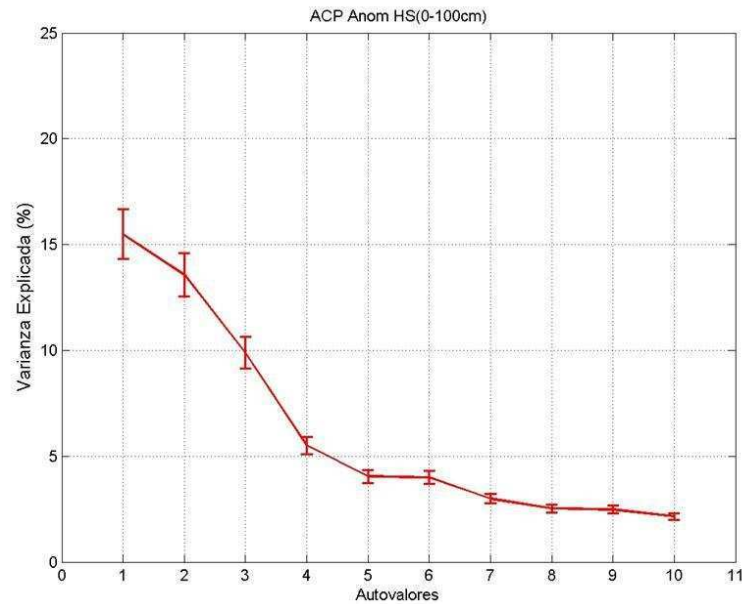


Figura 3.15. Varianza explicada por cada uno de los primeros 10 autovalores, del análisis de ACP aplicado a las anomalías de θ (0-100cm). Las barras de incerteza se calcularon en base al criterio de North et al. (1982).

También se aplicó la metodología de ACP sobre las anomalías de precipitación (Figura 3.16), para identificar las características regionales de estas anomalías y poder relacionarlas con las anomalías de θ . Las primeras tres CP acumulan un 33% de la varianza. El trabajo de Boulanger et al. (2005), se analiza mediante un análisis de EOF (Empirical Orthogonal Function, análogo al ACP) las anomalías de precipitación sobre la Cuenca del Plata, para las distintas estaciones del año. Teniendo en cuenta las diferencias en los análisis (estaciones del año por separado vs. período completo), se pueden mencionar ciertas similitudes en los patrones encontrados. El patrón dipolar de la CP1 se asemeja al patrón de verano (DEF) mostrado por los autores, mientras que el patrón asociado a CP2, se asemeja al observado en otoño (MAM) y primavera (SON).

A su vez, es importante mencionar que la CP1 se asemeja a lo observado en la Figura 3.13 a y d, corroborando que hay una contrafase en las anomalías de precipitación entre SESA-Oeste y SACZ que se evidencia independientemente de la metodología. La Figura 3.13 b muestra cierto grado

de similitud con el CP3. Otra característica que se observa en la CP2 y la CP3, que de acuerdo con la Figura 3.17 podrían no ser independientes, es el pico de energía en los ciclos más largos: la serie asociada a CP2 comienza con un pico en 4 años que a medida que avanza el período se mueve alrededor de 6 años, mientras que la serie asociada con CP3 muestra un desplazamiento hacia ciclos más largos de manera más gradual (ver la línea de significancia inclinada a medida que transcurre el tiempo). En comparación con las anomalías de Θ , las anomalías de la precipitación muestran ciclos significativos mas marcados en períodos de entre 4 y 8 años, tanto para las series asociadas a los CP2 y CP3. También se puede apreciar que, en general, las anomalías de Θ presentan menor variabilidad de alta frecuencia. Comparando la Figura 3.14 y 3.16, el patrón dipolar (CP1) que explica la mayor proporción de varianza para la precipitación (ver Figura 3.17) muestra cierta similitud con la CP3 de las anomalías de Θ , así como también se observa entre las CP2 de ambas variables.

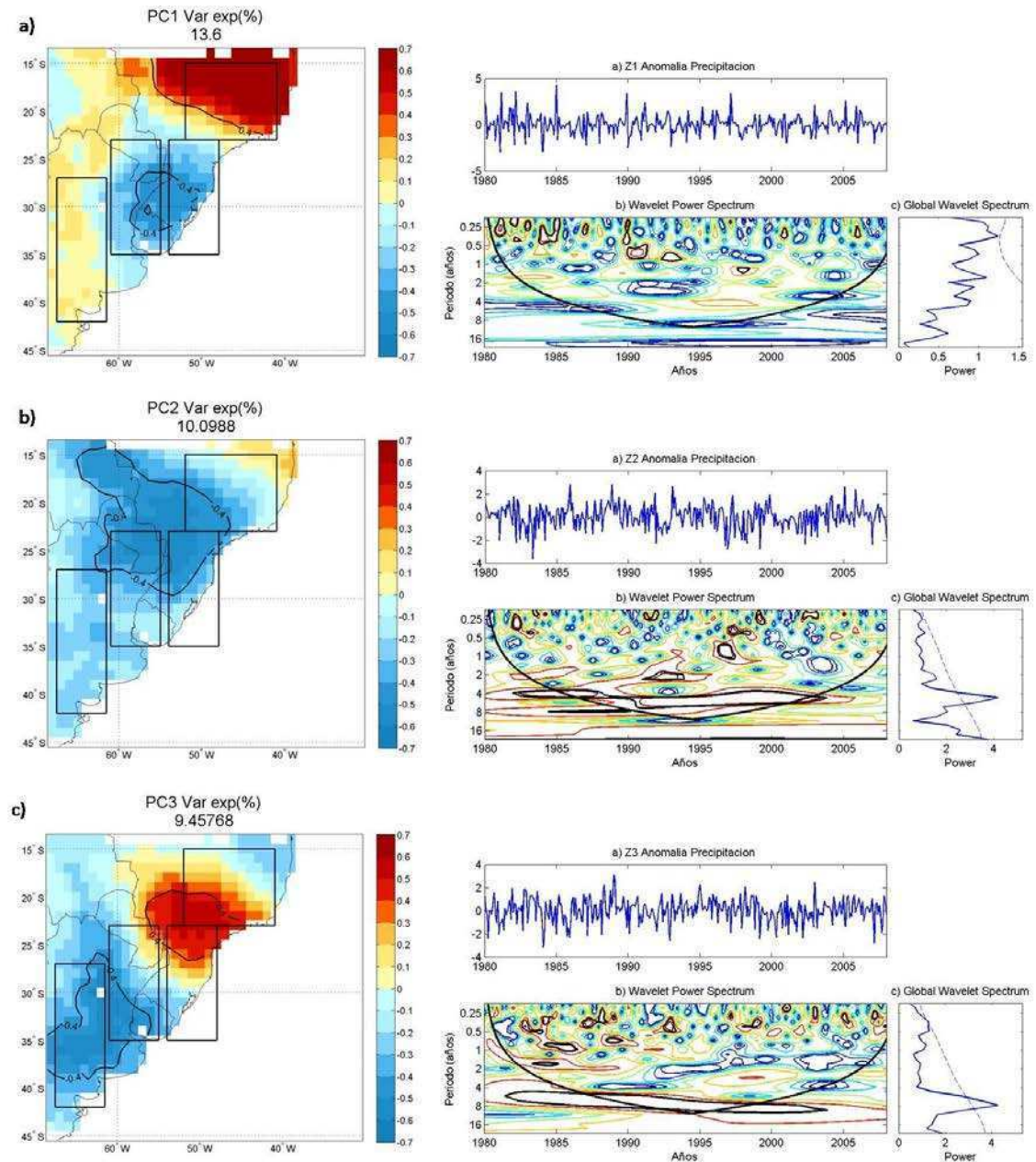


Figura 3.16. Ídem Figura 3.14 aplicado sobre las anomalías de precipitación.

En la Figura 3.17, se muestran los 10 primeros autovalores y su incerteza asociada. En este caso se observa que los autovalores correspondientes a las CP1 y CP2 no están degenerados, pero sí lo están las CP2 y CP3.

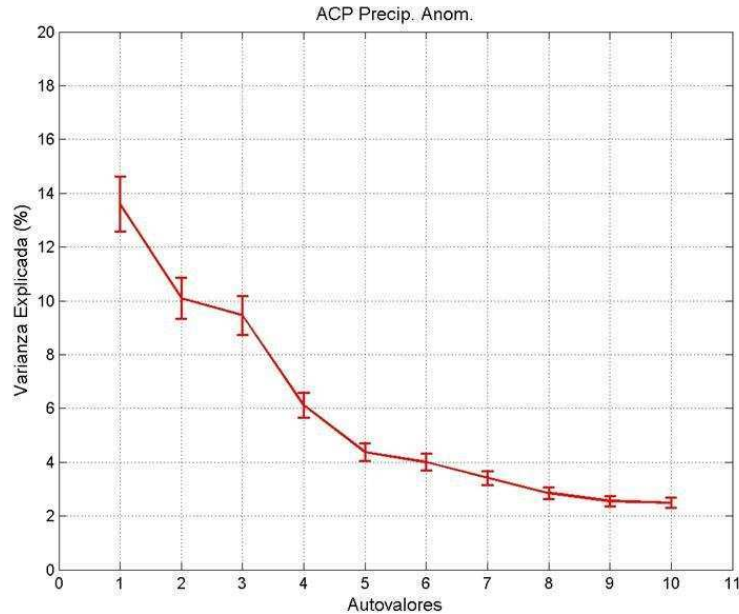


Figura 3.17. Ídem Figura 3.15, para las anomalías de precipitación.

A partir del análisis espectral y el de wavelets se encontraron ciclos importantes con períodos mayores y menores a los 12 meses. Para comprender mejor qué modos de variabilidad son los que predominan sobre cada una de las regiones, se aplicarán filtros para separar las en bajas y las altas frecuencias respecto al ciclo anual, mediante un análisis armónico o de Fourier. Para realizar esto se calcularon todos los armónicos de las series de anomalías de θ y se separaron los armónicos en los de baja frecuencia, con longitudes de onda entre 13.2 meses a 14.3 años y en altas frecuencias, con longitudes de onda entre 11.9 meses y 2 meses. En el Anexo B, se muestra a modo de ejemplo, la aplicación de esta metodología sobre una serie de datos de θ .

Para clarificar el análisis que se mostrará a continuación, es importante remitirnos nuevamente a la Figura 3.1, en la cual se habían mostrado las varianzas explicadas por las anomalías de Θ (removiendo de la variable los primeros 2 armónicos del ciclo anual), respecto a la varianza total de Θ . En este caso se analizará la varianza que explican cada una de las anomalías filtradas (pasa-alto y pasa-bajo de 12 meses), pero respecto a la varianza de las anomalías de Θ , es decir, el calculo que se realiza es $\frac{Var(\theta_{Anom. Filtradas})}{Var(\theta_{Anom})}$. En la Figura 3.18 se muestran las varianzas explicadas por las altas y bajas

frecuencias, para el espesor 0-10cm, 0-100cm y 0-200cm. Para el espesor 0-10cm ambas explican casi el mismo porcentaje de varianza, aunque comparando SACZ y SESA se confirman los resultados previos que sugerían que SACZ tiene una proporción de varianza en alta frecuencia mayor que SESA-Oeste. En cambio para los espesores más profundos, la varianza explicada por las bajas frecuencias se incrementa considerablemente, superando en gran parte del dominio el 60%. Sobre Argentina este porcentaje se encuentra, en general, por encima del 80%.

En base a los resultados observados para las distintas frecuencias, se aplicó un ACP para las anomalías de Θ filtradas pasa-alto y pasa-bajo de 12 meses, para identificar las regiones homogéneas para estas distintas bandas de variabilidad. Es preciso hacer notar que en estos casos las varianzas explicadas son relativas a las mismas anomalías filtradas, y no a las anomalías solamente, como se mostró en la Figura 3.18. La Figura 3.19 muestra las CP1 a CP3 de las anomalías de Θ filtradas pasa-alto de 12 meses. La CP1 explica un 12% de la varianza de las anomalías filtradas pasa alto de Θ , con una región homogénea en el norte del dominio que incluye casi por completo a SACZ. La CP2 explica un 10.6%, y muestra un patrón dipolar con una región, con $r < 0.4$, que incluye partes de SESA Oeste y Este, y otra región con $r > 0.4$ en el extremo noreste de SACZ. La CP3 (7.3%) muestra una región homogénea en Argentina central y SESA-Oeste.

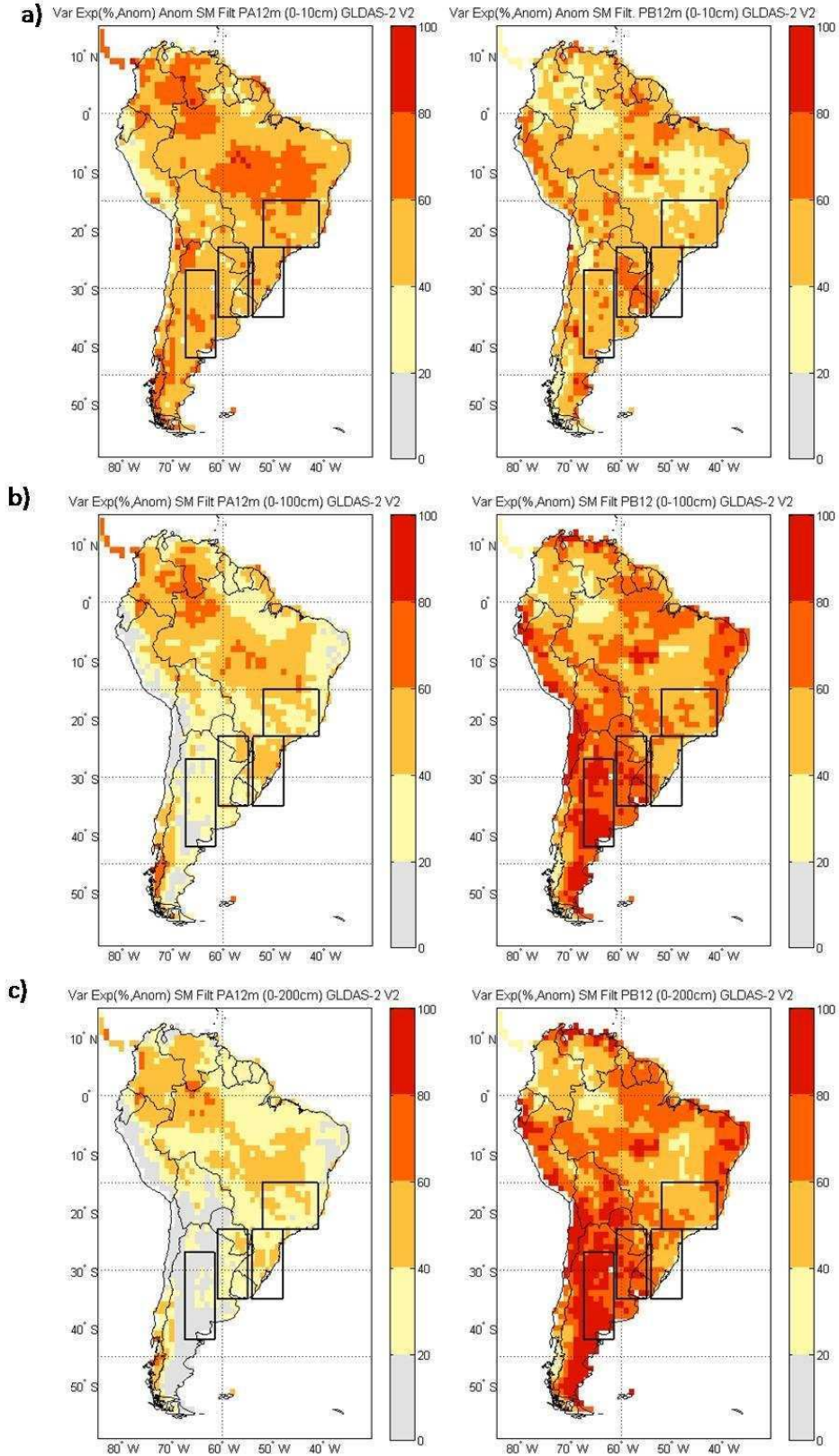


Figura 3.18. Varianza explicada por las anomalías de θ en alta (columna izq.) y baja frecuencia (columna der.) respecto a un ciclo de 12 meses. Espesores a) 0-10cm, b) 0-100cm y c) 0-200cm. Período 1980-2008.

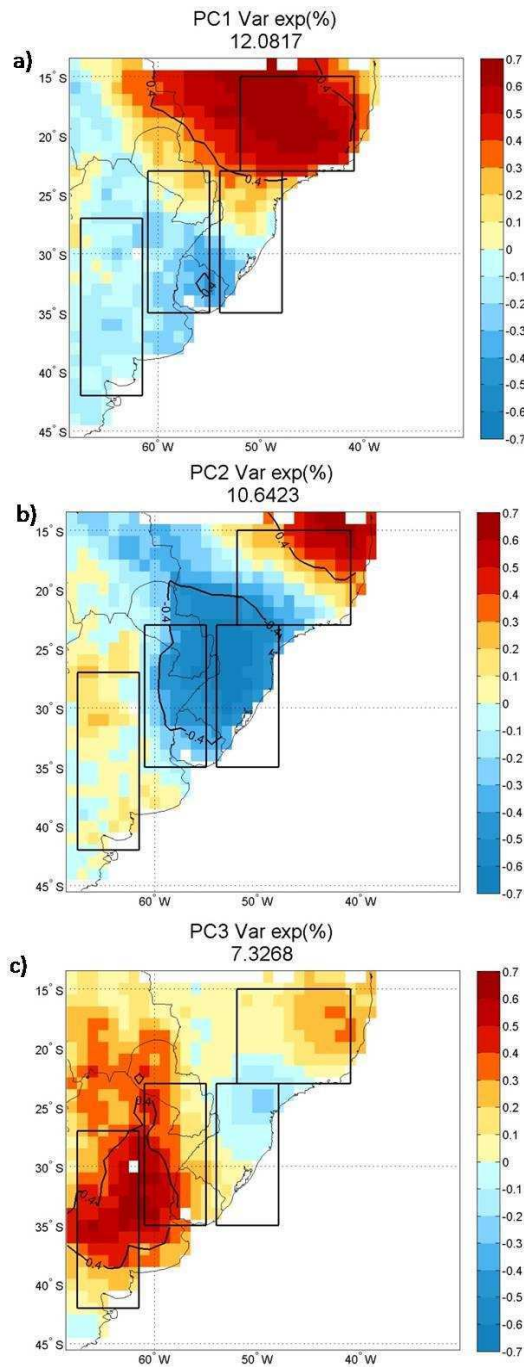


Figura 3.19. Factores de peso de las primeras 3 componentes principales de las anomalías de θ filtradas pasa alto de 12 meses, es decir, muestra la señal asociada a las longitudes de onda desde 2 meses a 11.8 meses.

Considerando que la CP1 y la CP2 podrían ser degenerados, ver Figura 3.20 (al igual que en la Figura 3.15) se observa que la variabilidad de alta frecuencia pareciera ser las responsable de imprimir una señal dipolar.

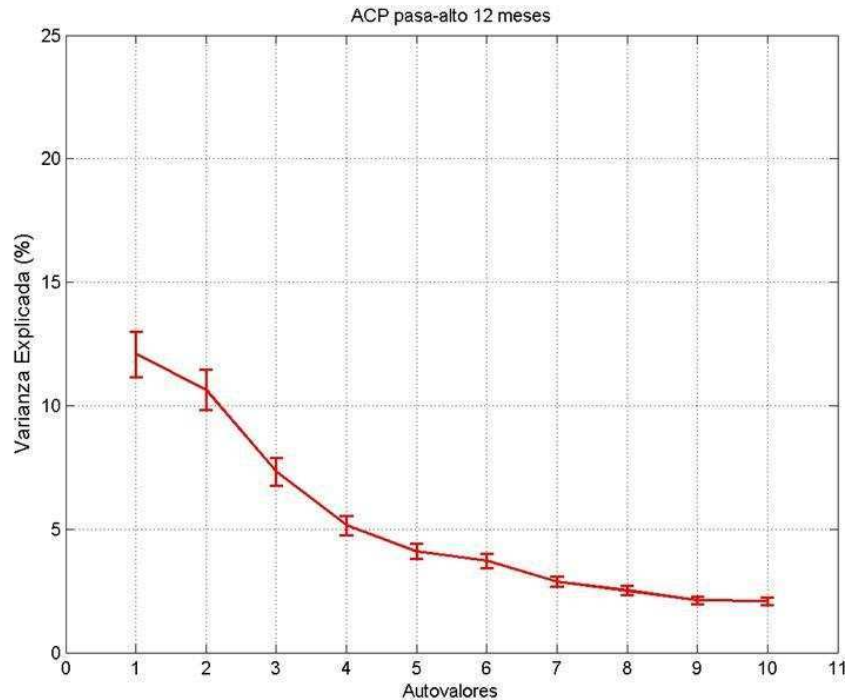


Figura 3.20. Varianza explicada por cada uno de los primeros 10 autovalores. Las barras de incerteza se calcularon en base al criterio de North et al. (1982).

En la Figura 3.21 se muestran los factores de peso de las CP1 a 3 para las anomalías de Θ filtradas pasa-bajo (longitudes de onda mayores a los 13.4 meses). Consistentemente con lo señalado, mediante los distintos cálculos estadísticos efectuados, la proporción de variabilidad explicada por las bajas frecuencias es mayor y, en tal sentido, se podría decir que esta figura sugiere que los patrones espaciales de la variabilidad dominante en la región son mayormente explicados por variabilidades con ciclos mayores a los 12 meses. La CP1 (19.2%) en esta figura confirma lo observado en la Figura 3.14 a), donde también se observaba una gran región abarcando ambas cajas de SESA y Argentina central que estaba asociada a variabilidades de baja frecuencia según el análisis de wavelets. Si bien la región con $r < -0.4$ ocupa gran parte del dominio, el patrón espacial es dipolar, mostrando $r > 0.4$ en la región de la SACZ. La CP2, explica un 14.7% de la varianza de las anomalías de Θ filtradas pasa-bajo, mostrando una estructura predominantemente monopolar, centrada en la región de la SACZ. La CP3 (11.2%) muestra una región homogénea en la región de SESA-Este, y otras dos regiones con signo opuesto en los márgenes este y norte del sub-dominio.

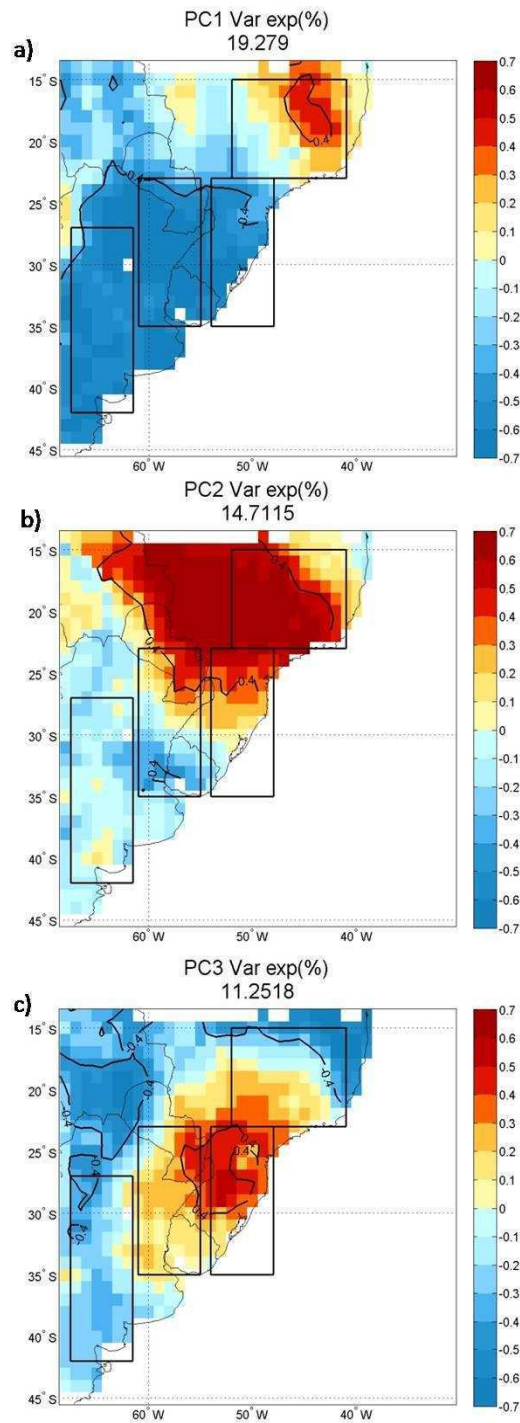
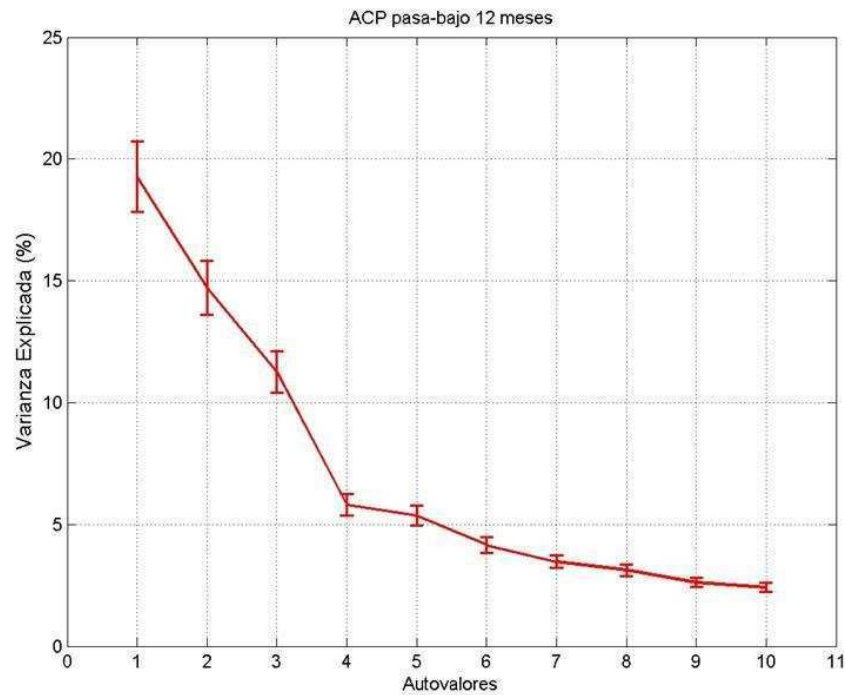


Figura 3.21. Ídem Figura 3.19 para las anomalías de Θ (0-100cm) filtradas pasa-bajo 12 meses.

En la Figura 3.22, se muestra nuevamente el criterio de North et al. (1982), para las anomalías de Θ filtradas pasa-bajo. En este caso, hasta la CP3, las estructuras no son degeneradas.



Figuras 3.22. Varianza explicada por cada uno de los primeros 10 autovalores. Las barras de incerteza se calcularon en base al criterio de North et al. (1982). ACP Filtro pasa bajo.

La variabilidad de baja frecuencia de Θ mostró ser importante en distintas regiones del continente, y en mayor medida al considerar espesores de suelo más profundos. Dado que la tendencia de una variable es la variabilidad de menor frecuencia que se puede determinar, es importante la caracterización de la misma sobre la región. En los cálculos realizados previamente, la tendencia lineal solo fue removida en el cálculo del ACP. Pero en realidad esta remoción fue aplicada por cuestiones metodológicas sin saber a priori si había o no una tendencia. Con el fin de determinar la existencia o no de tendencias en Θ , se decidió estimar la tendencia de Θ con el test no paramétrico de Mann-Kendall (Mann 1945, Kendall 1975). Este test, ampliamente utilizado en variables geofísicas, no requiere ninguna suposición previa sobre la distribución de los datos ni sobre la forma de la tendencia. Este test es luego combinado con el test de Sen (1968), el cual permite estimar, sobre los puntos de retícula en los cuales el test de Mann-Kendall muestra tendencia significativas, la tasa de cambio de esta tendencia. La utilización de ambas metodologías permiten a su vez, comparar los resultados mostrados en

otros trabajos, como por ejemplo Albergel et al (2013) utilizando, los datos SM-MW, mostrados en el capítulo anterior. Un requisito para aplicar el test de Mann-Kendall, es que los datos no estén correlacionados entre sí (Gilbert, 1987). Por lo tanto, se trabajó con los promedios estacionales (valor promedio DEF, MAM, JJA y SON) de los datos mensuales de θ , como se realiza en Dorigo et al. (2012), también sobre los datos del SM-MW. Estos autores se basaron en los resultados de Rebel et al. (2012), y consideran adecuado el empleo de esta metodología para los datos estacionales y superficiales del SM-MW. Al tomar espesores más profundos se deberá tener cautela, dado que la autocorrelación puede ser más importante. Teniendo presente estas consideraciones, se calculó el test de Mann-Kendall para determinar los puntos de retícula con tendencias significativas y por último, se estimó el test de Sen para calcular la tasa de variación de estas tendencias. En la Figura 3.23 muestra la tasa de variación de las tendencias significativas ($p=0.05$) de la θ (0-10cm), θ (0-100cm) y también de la precipitación del GLDAS-2 (v2) y del GPCC, para el período 1980-2008. A partir de esta figura se puede destacar que las tendencias negativas (secamiento) en la porción central del continente (aproximadamente $-0.002 \text{ m}^3\text{m}^{-3}/\text{año}$) son arealmente mas importantes para el espesor 0-100cm. Este incremento se puede cuantificar a partir de considerar la totalidad de puntos con tendencias significativas, de los cuales θ superficial mostró un 44% de puntos con tendencias negativas, mientras que el θ (0-100cm) mostró un 66%. Esta tendencia negativa observada sobre Sudamérica se observa también en el trabajo de Albergel et al. (2013), donde se aplica la misma metodología, pero a un producto de simulaciones del suelo del ECMWF Interim Re-Analysis denominado ERA-Land y al SM-MW para el período 1988-2008. También documentan que, al considerar espesores más profundos, el porcentaje de puntos con tendencias significativas aumenta.

El comportamiento observado en GLDAS-2 (v2), ERA-Land y en SM-MW (ver Albergel et al. 2013) están en consonancia con los resultados obtenidos por Dorigo et al. (2012) utilizando el Índice Normalizado de Vegetación (NDVI, por sus siglas en inglés) y también con los de Jung et al. (2010) en base a observaciones de evapotranspiración.

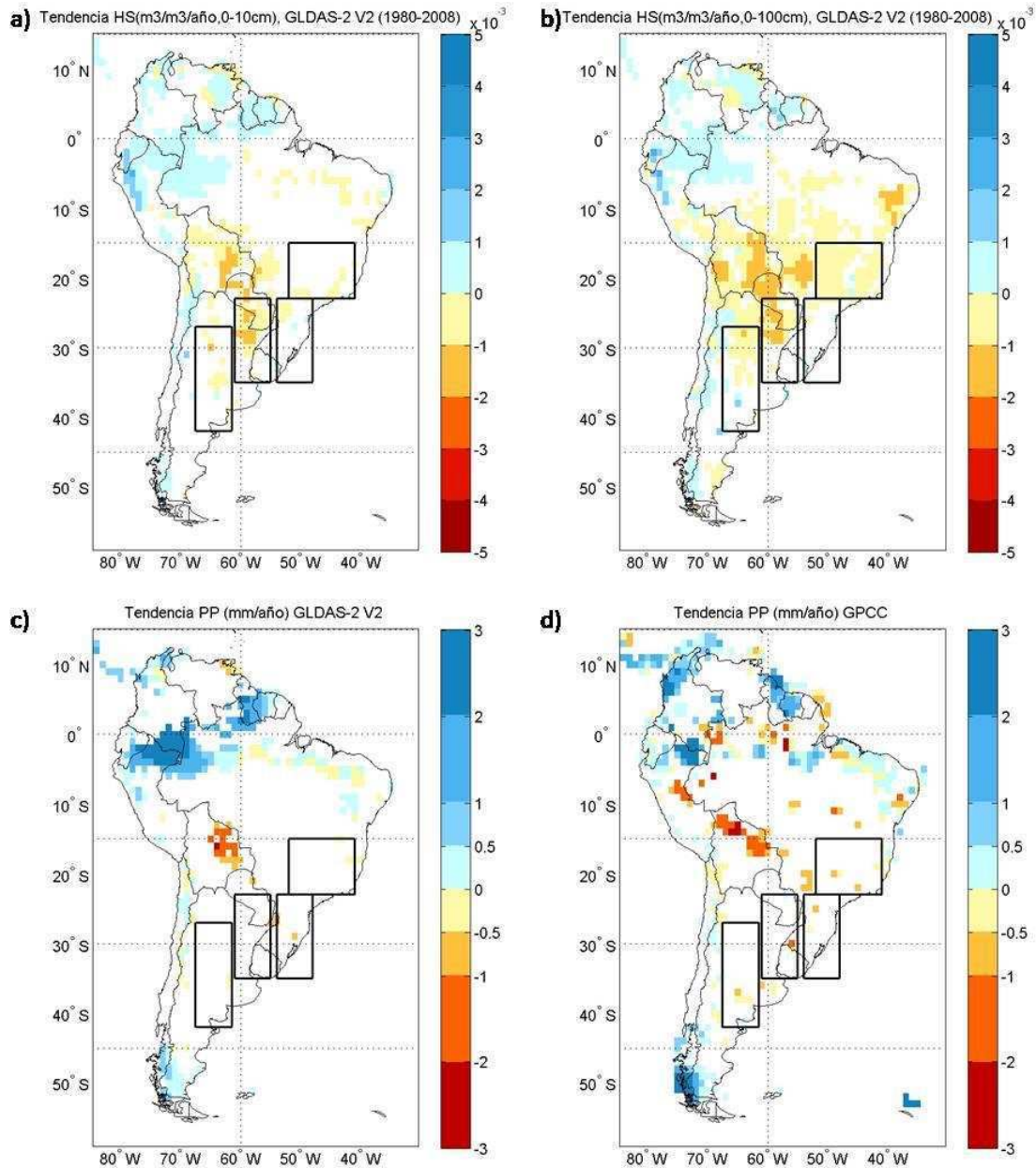


Figura 3.23. Tendencias de los promedios estacionales de la θ_{vol} para a) 0-10cm y b) 0-100cm en ($m^3m^{-3}/año$), y de la precipitación c) GLDAS-2 (v2) y d) GPCC en ($mm/año$) en base al método de Sen. Solo se muestran los puntos significativos ($p=0.05$) de acuerdo al test de tendencias de Mann-Kendall.

La precipitación presenta también tendencias negativas aisladas sobre la región. Se observa cierto grado de acuerdo en tendencias positivas, en particular sobre norte y sudeste de Sudamérica. Ambas bases de datos también acuerdan en mostrar tendencias negativas en la región central del

continente (noreste de Bolivia). Es interesante notar que si bien en ciertas regiones, como por ejemplo en SESA-Oeste, no se observan tendencias negativas en la precipitación, estas si se observan en la θ . Por lo tanto, esto podría sugerir que una tendencia negativa no-significativa en la precipitación, pueda amplificar su señal en la θ , o quizás que haya otros procesos influenciando la evolución de θ , como por ejemplo, cambios en el uso del suelo. Dorigo et al. (2012) al encontrar diferencias en los comportamientos de las tendencias entre la precipitación y la θ , argumenta que a pesar de que la precipitación es el principal forzante de los cambios en θ , la misma puede estar siendo influenciada también por la evapotranspiración, tipos de suelo, radiación, vegetación y por la topografía.

3.2.2. GLDAS-1 (diarios, 2001-2013)

En esta sección se propone analizar las simulaciones diarias del GLDAS-1 (2001-2013) con el objetivo de documentar en detalle la variabilidad en escalas menores a lo intraestacional de Θ , es decir menor a los 90 días. De esta forma se pretende complementar el análisis de la variabilidad realizado sobre los datos mensuales del GLDAS-2 (v2).

Análogamente a las series mensuales de anomalías de Θ (ver Figura 3.2 y Figura 3.3), las figuras 3.24 y 3.25 muestran las series temporales diarias de las anomalías de Θ promediadas sobre las mismas cuatro regiones, calculadas siguiendo el mismo procedimiento descrito en la Sección 3.2.1 pero en este caso respecto al período 2001-2013. Se observan variaciones más abruptas de Θ y cambios más importantes en la magnitud de las anomalías, particularmente en las regiones de SACZ, SESA-Oeste y Argentina central. Esta diferencia podría estar relacionada por un lado con que la superposición del período es tan solo de 8 años, a las distintas escalas temporales (mensuales vs. diarias) o también a las distintas características de las simulaciones del GLDAS-2 (v2) y GLDAS-1, como por ejemplo, la versión del modelo NOAH. Los rápidos cambios observados en el espesor superficial están relacionados con que el humedecimientos y secamientos se producen más rápidamente, así como es mencionado por Albergel et al. (2013). Por otro lado, la inclusión del período 2008-2013, hace mucho más notorio el efecto de la tendencia a un secamiento, particularmente en Argentina central.

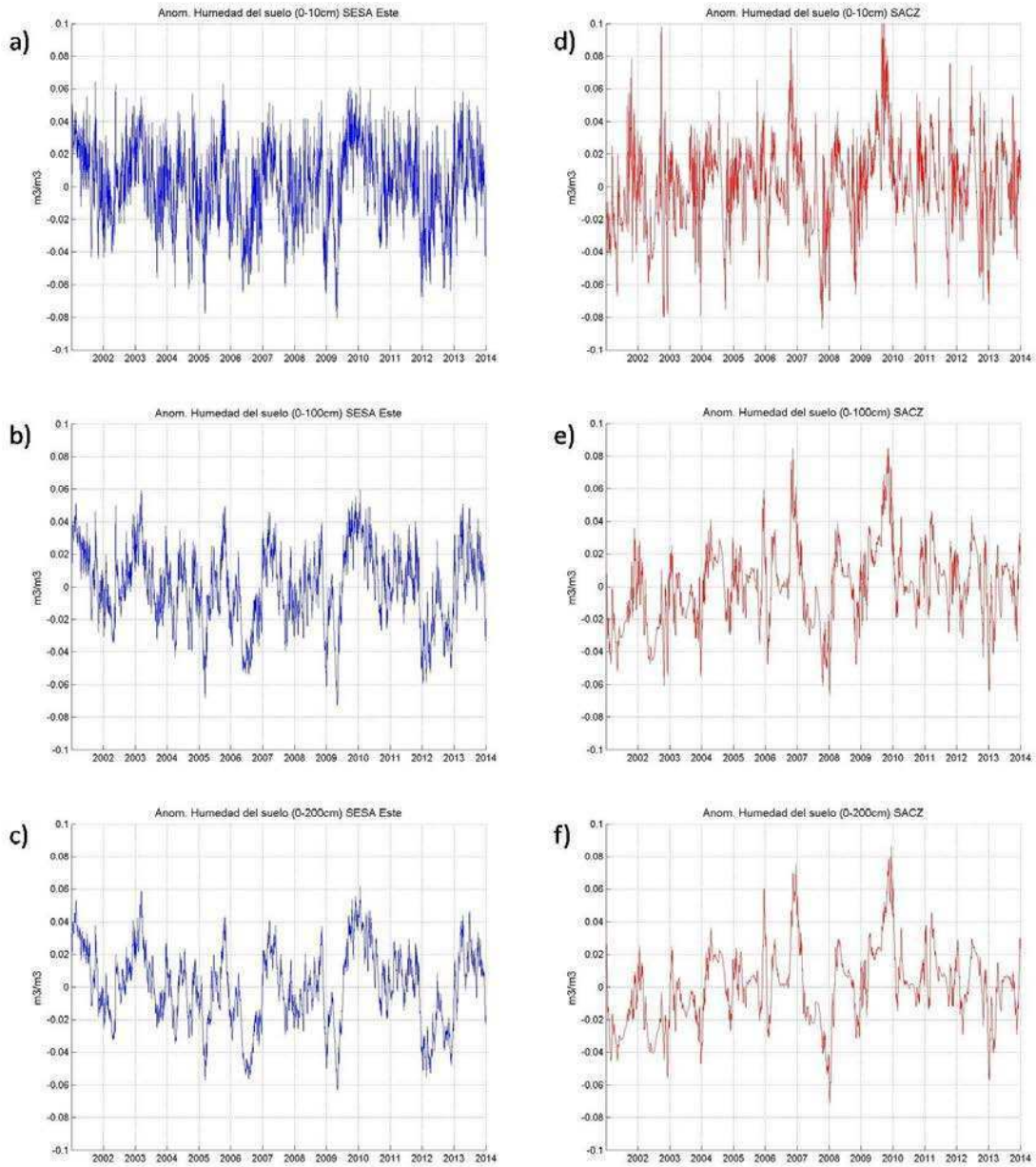


Figura 3.24. Series temporales de las anomalías de Θ promediadas arealmente sobre las regiones de SESA-Este para los espesores a) 0-10cm, b) 0-100cm y c) 0-200cm; y SACZ para los espesores d) 0-10cm, e) 0-100cm y f) 0-200cm. GLDAS-1, período 2001-2013.

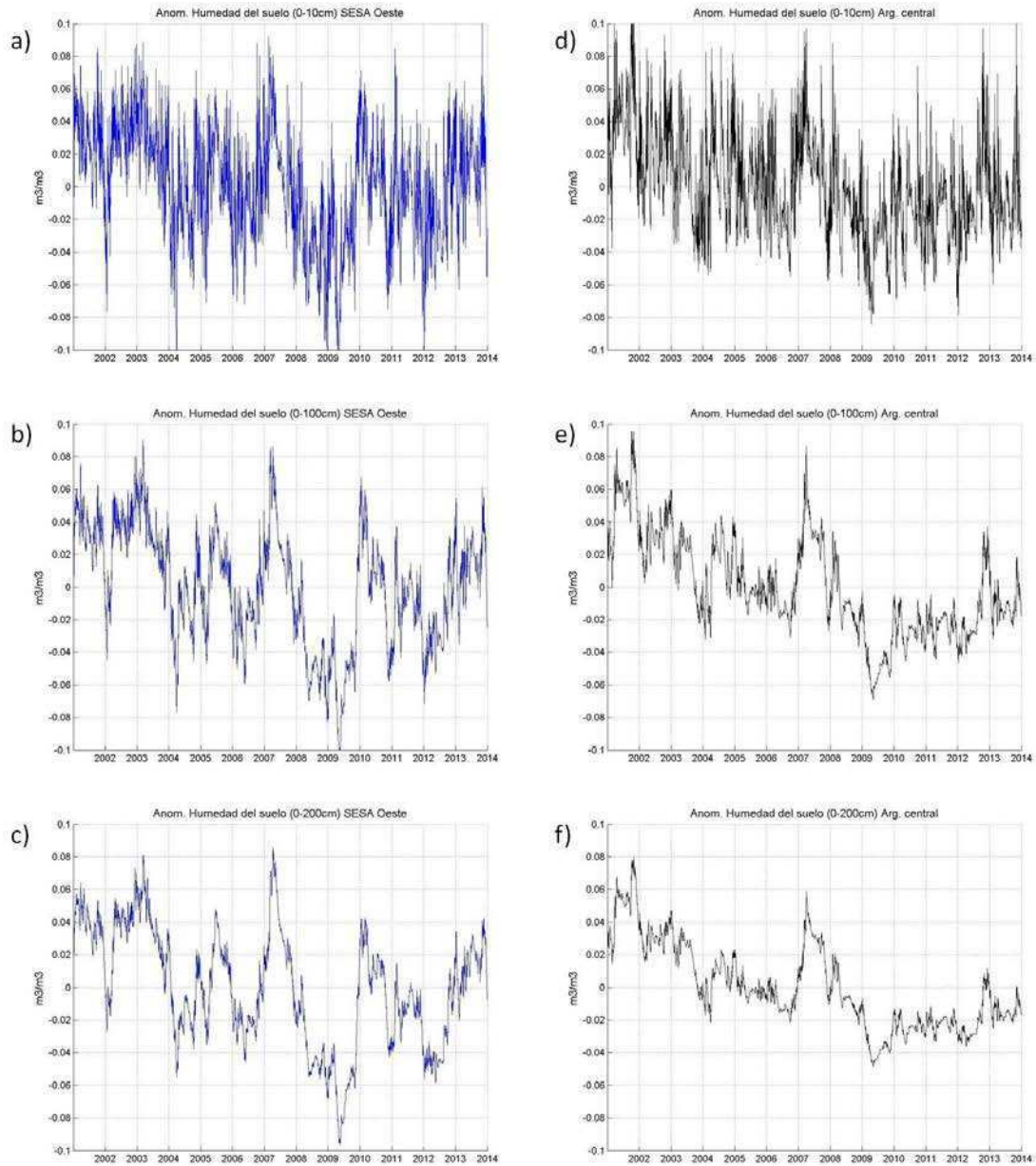


Figura 3.25. Series temporales de las anomalías de Θ_{vol} promediadas arealmente sobre las regiones de SESA-Oeste para los espesores a) 0-10cm, b) 0-100cm y c) 0-200cm; y Argentina central para los espesores d) 0-10cm, e) 0-100cm y f) 0-200cm. GLDAS-1, período 2001-2013.

Para caracterizar la importancia de las anomalías de Θ (removiendo los primeros 2 armónicos del ciclo anual) y de las anomalías con un filtro pasa-alto de 90 días de Θ (Θ_{F90}), se calculó, al igual que en la sección anterior, el porcentaje de varianza explicado por cada una de ellas. En la Figura 3.26 se muestra la varianza explicada por las anomalías de Θ respecto a la variabilidad

total de Θ (sin removerle ningún ciclo), es decir se calculó $\frac{Var(\theta_{Anom.})}{Var(\theta)}$, y de Θ_{F90} respecto a las anomalías de Θ ($\frac{Var(\theta_{F90})}{Var(\theta_{Anom.})}$), para los espesores 0-10cm y 0-100cm. El objetivo de analizar Θ_{F90} , radica principalmente en la importancia documentar también las características de la variabilidad de la Θ en escalas intraestacionales. Se observa que las anomalías de Θ explican la mayor parte de la varianza total (>80%) sobre Sudamérica, excepto en regiones con marcado ciclo anual (e.g. SACZ, ver Figura 2.15). En comparación con el GLDAS-2 (v2), las anomalías de la Θ en las simulaciones diarias del GLDAS-1 explican mayor porcentaje de varianza respecto del ciclo estacional, con mayor cobertura espacial de regiones con porcentajes mayores a 80%. Anteriormente, se mencionó que el espesor superficial mostraba cambios más rápidos que los espesores más profundos, esto se advierte con claridad al observar el porcentaje de varianza explicada por Θ_{F90} , para el espesor superficial y el de 0-100cm, como se aprecia también en la Figura 3.26. En regiones en las cuales las anomalías de Θ explican valores altos de la varianza, como por ejemplo Argentina central y ambas regiones de SESA, la variabilidad intraestacional es importante, con porcentajes de varianza explicada por Θ_{F90} , que varían entre un 30% y 60%. Pero, para el espesor 0-100cm, la varianza explicada por Θ_{F90} es considerablemente menor.

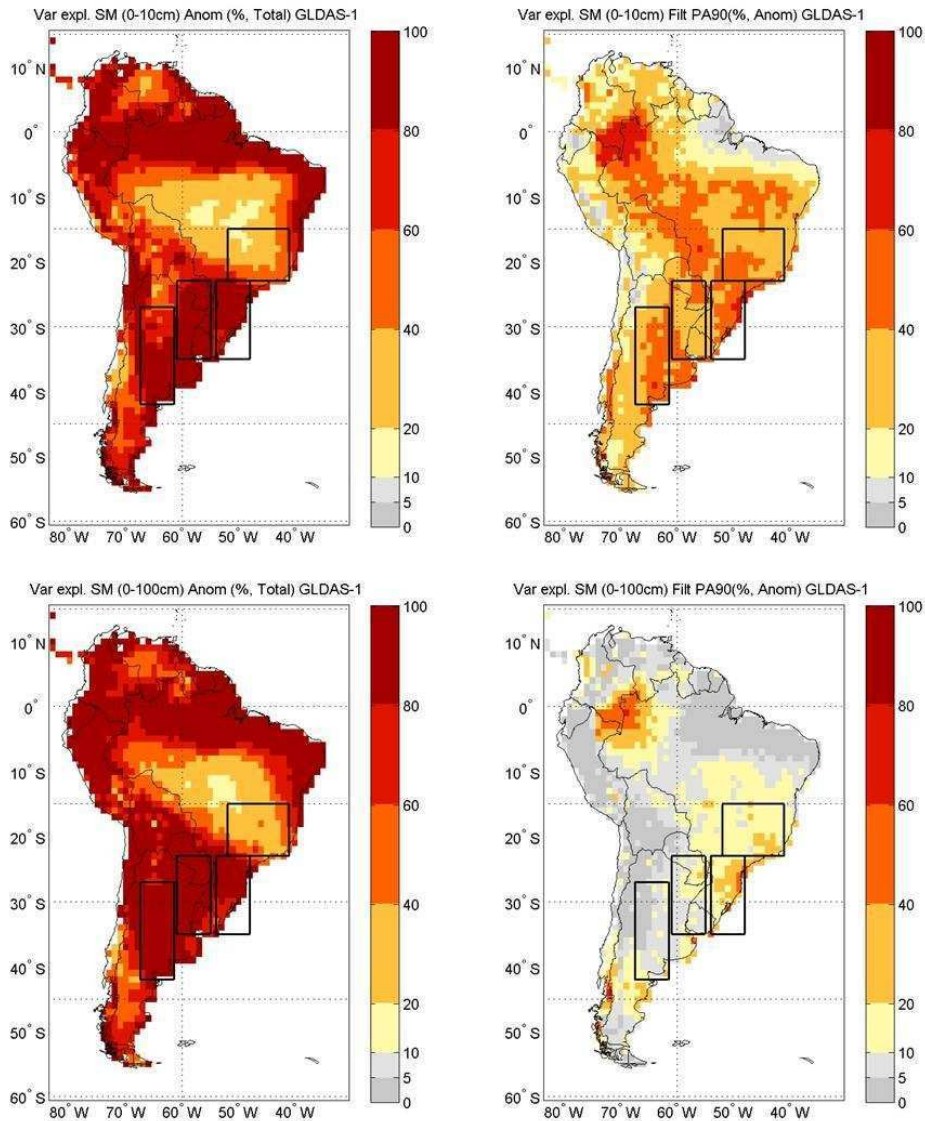


Figura 3.26. a) Varianza explicada por las anomalías de Θ_{vol} superficial y b) varianza explicada por las anomalías Θ_{vol} filtradas pasa-alto de 90 días. Ídem c) y d) para el espesor 0-100cm. Período 2001-2013.

Para identificar los ciclos con mayor energía en escalas intraestacionales, es que se calcularon los espectros de potencia con Blackman-Tukey para estos dos espesores de suelo. En la Figura 3.27, se muestran solo los espectros de potencia de Θ_{F90} superficial sobre las cuatro regiones de interés, que se complementa con la Tabla 3.2 donde se muestran los ciclos significativos de ambos espesores. En la región de SESA-Oeste los ciclos más importantes se observan en 70, 20 y 11 días, mientras que en SESA-Este en 85 y en 30 días. Sobre la región de SACZ la mayor energía se concentra entre los ciclos de 50 y

30 días, mientras que en Argentina-central se observan varios ciclos significativos, aproximadamente en 50, 20 y 10 días. En el trabajo de González et al. (2010), se analizan los datos de radiación de onda larga saliente (OLR, por sus siglas en inglés), como proxy de la precipitación, para caracterizar la variabilidad intraestacional durante la estación cálida (DEF) sobre una porción de Sudamérica. Para ello definen un índice que denominan SASS (South American See-Saw), que esencialmente sintetiza la alternancia de períodos secos y húmedos entre las regiones de SESA y SACZ. Este índice presenta ciclos significativos de actividad intraestacional cercanos a los 15, 22, 35, 44 y 57 días. Análogamente, pero enfocado en la estación fría, el trabajo de Álvarez et al. (2014) encuentra ciclos de actividad con picos alrededor de los 15-17 días, 23-30 días y 42-51 sobre la región de SESA. Si bien la Θ_{F90} no fue analizada para una estación del año en particular, se observan similitudes en las bandas de actividad intraestacional recién mencionadas. La magnitud observada de los picos significativos en escalas intraestacionales (ver Figura 3.27), es menor en SACZ comparado con SESA-Oeste, indicando posiblemente una menor modulación por parte de la precipitación. Esto podría estar relacionado en parte con lo observado por Saulo et al. (2009), como se mencionó en el Capítulo 1, basados en el verano 2002-03, documentan que la región de SACZ está menos modulada por la variabilidad intraestacional de la atmósfera, comparado con a la región de SESA (Este y Oeste en conjunto). Cabe mencionar también que la energía asociada a con los ciclos significativos más cortos (6-11 días), es considerablemente menor a la observada en los ciclos más largos dentro de la escala intraestacional, lo cual es una indicación más de la lentitud de los procesos a nivel del suelo, comparados con la variabilidad sinóptica.

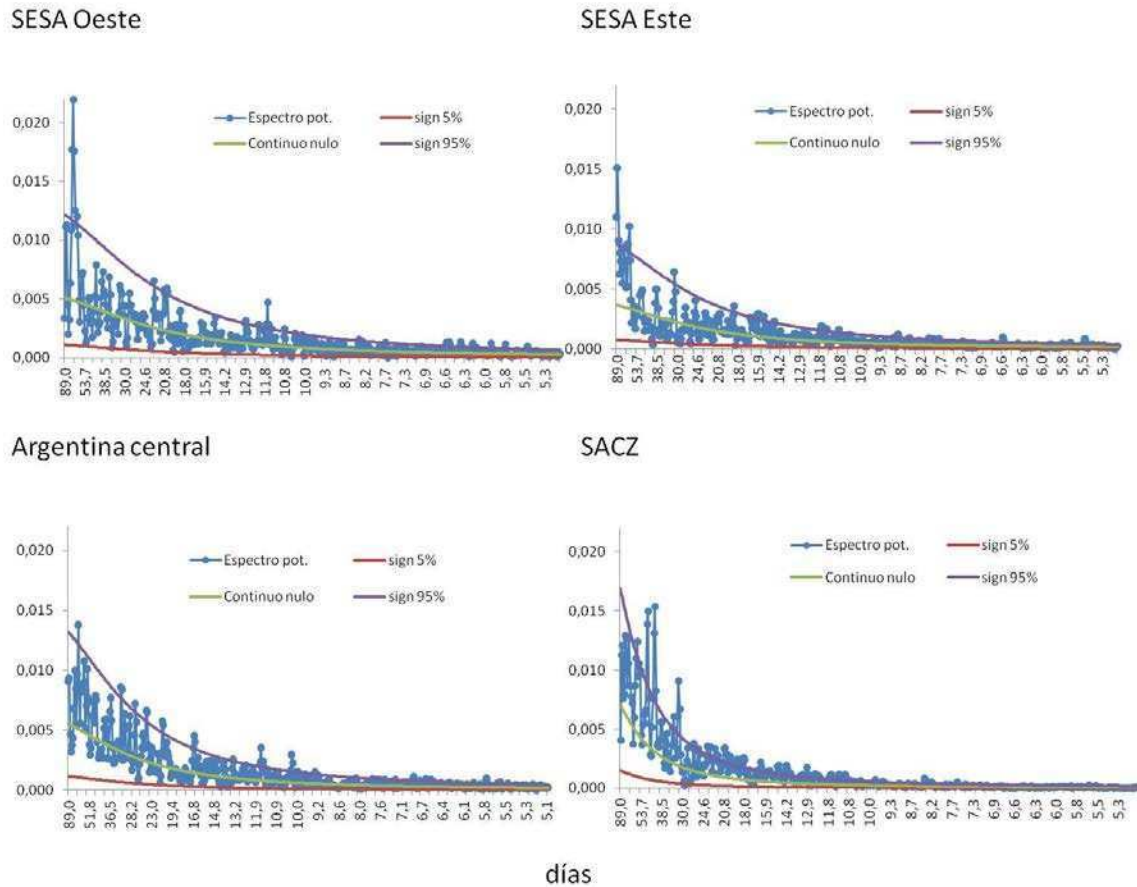


Figura 3.27. Espectro de potencia Blackman-Tukey de Θ_{F90} superficial (0-10cm). En las abscisas están los períodos en días.

A su vez, en la Tabla 3.2 se resumen los ciclos significativos más representativos de Θ_{F90} , donde por ejemplo si se encontraban ciclos significativos de 5.6, 5, 4.8 y 4.6 días, simplemente se promediaron estos valores para obtener un valor representativo. El espesor 0-100cm muestra en general ciclos significativos con períodos más largos comparado con el espesor superficial. Pero también muestra ciclos cortos, entre 6 y 11 días, similares a los observados en el espesor superficial.

Espectro de Energía (Blackman-Tukey) Θ filtrada pasa-alto 90 días								
Región Espesor	SESA Oeste		SESA Este		SACZ		Argentina central	
	0-10cm	0-100cm	0-10cm	0-100cm	0-10cm	0-100cm	0-10cm	0-100cm
Ciclos significativos (95%, días)	69	85	83	88	46	83	66	72
	21	71	31	66	32	74	31	67
	12	65	16	33	24	65	25	55
	6	37	11	24	20	56	21	47
		23	7	20	14	45	17	36
		17		16	8	35	13	32
		11		12		26	11	25
		6		8		21	6	20
						16		16
						12		11
						7		7

Tabla 3.2. Ciclos significativos de Θ_{F90} (intervalo de confianza 95%) sobre las 4 regiones, para los espesores 0-10 cm y 0-100 cm.

En forma complementaria a lo realizado en la sección anterior, donde se caracterizaron las regiones homogéneas respecto a su variabilidad temporal en frecuencias mayores y menores a los 12 meses, en este caso se aplicó el ACP a las Θ_{F90} . En la Figura 3.28, se muestran factores de peso de las primeras tres CP y el espectro de potencia aplicado sobre las series temporales (scores) asociadas a estas. La CP1 explica un 13.5 % de la varianza y muestra una estructura monopolar con una importante región homogénea ($r < 0.4$) ubicada en parte de la región de la SACZ, similar a la estructura de la PC1 de las anomalías mensuales de Θ filtradas pasa-alto de 11.8 meses (Figura 3.21). La serie asociada a esta CP1 muestra los ciclos significativos más importantes en 89, 45, 30 y 25 días. Se observan también algunos ciclos significativos menores a los 18 días. El patrón dipolar de la CP2 explica un 12.5% de la varianza, con regiones homogéneas ($r > 0.4$) en SESA-Oeste, con valores de $r > 0.6$, y en SESA-Este. En partes de SACZ se observa una región homogénea con $r < 0.4$. La serie asociada a CP2 muestra la mayor energía en ciclos cercanos a los 70 días. A su vez se observan dos ciclos secundarios en 35 y 11 días. Si CP3 (8%) muestra un patrón tripolar, solo se observa una región homogénea en partes de SESA-Oeste y Argentina central. Los ciclos significativos de mayor energía también se centran entre los 70 y los 30 días.

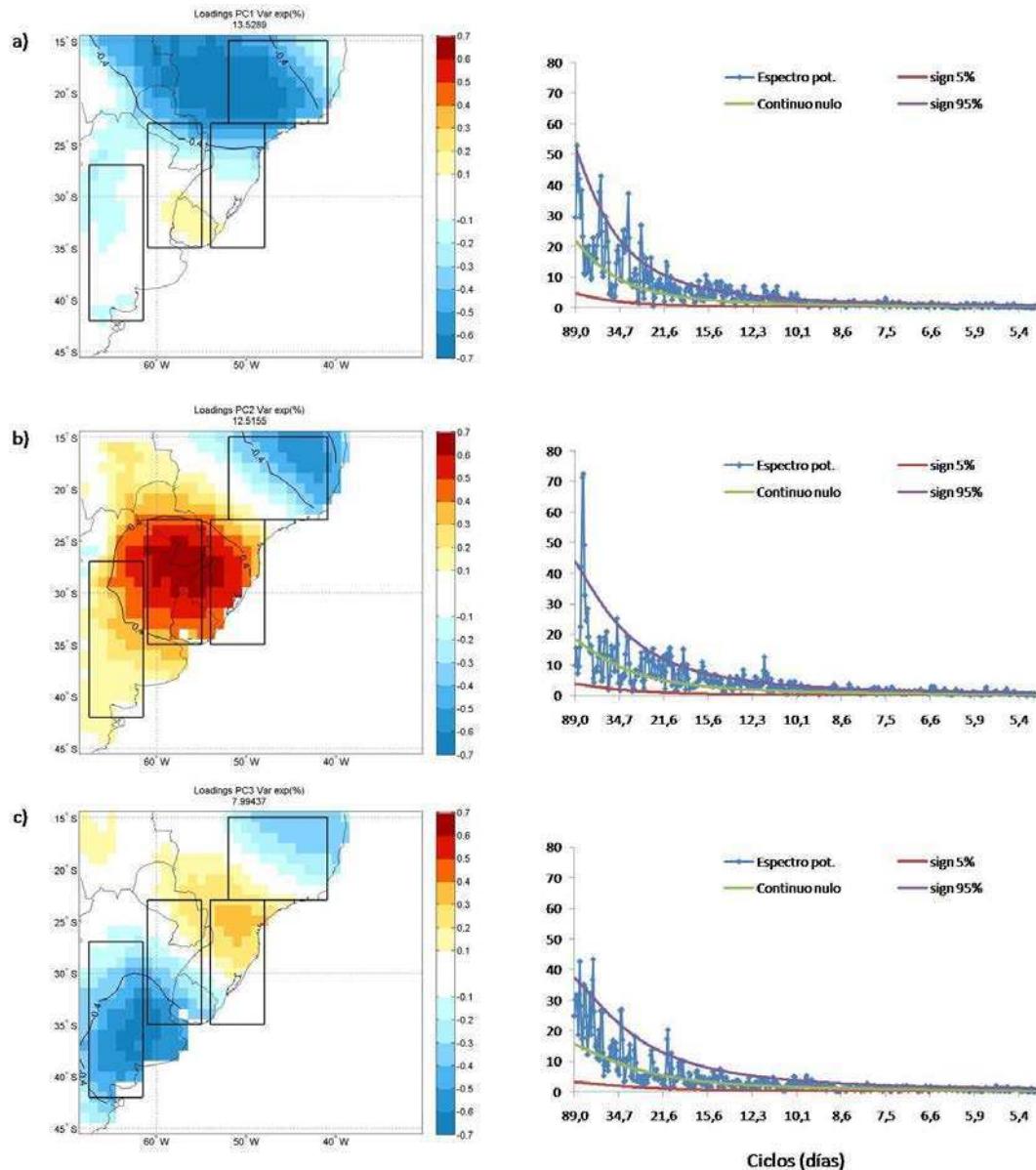


Figura 3.28. CP1 a), CP2 b) y CP3 c) de Θ_{F90} (anomalía filtrada pasa-alto de 90 días) del espesor 0-10cm (GLDAS-1), y los espectros de potencia de las series asociadas.

El patrón dipolar asociado al análisis de EOF, que caracteriza las condiciones húmedas y secas, y de esta manera la variabilidad intraestacional durante la estación cálida sobre SESA y SACZ (SASS), como se muestra en González et al. (2014), también pareciera estar representado en el ACP de la Θ_{F90} , en el patrón dipolar observado en la CP2. Mientras que el patrón monopolar asociado a la variabilidad intraestacional de la estación fría, mostrado en Álvarez et al. (2014), pareciera corresponderse con la CP1 de Θ_{F90} . Pero es importante

recordar nuevamente que la Θ_{F90} no se analizó particularmente para el verano ni el invierno, sino considerando el período completo. Comparando esta figura con la Figura 3.21 (particularmente los paneles a y b), se puede inferir que la variabilidad de escala menor a los 90 días sería responsable en representar una porción importante de la variabilidad filtrada pasa-alto de 12 meses.

Las características recién mencionadas en base al ACP aplicado sobre la Θ_{F90} se corresponden bien con el análisis hecho sobre las cuatro regiones, confirmando que también en esta escala temporal, las regiones seleccionadas muestran ser independientes, principalmente entre SESA y SACZ. Como se puede apreciar en la Figura 3.29, las CP (1, 2 y 3) a partir del criterio de North et al. (1982) no están degeneradas.

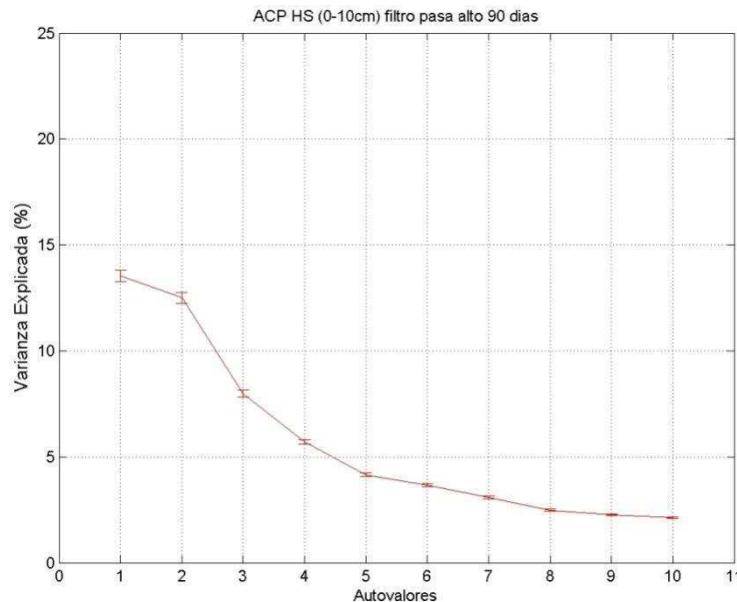


Figura 3.29. Varianza explicada por cada uno de los primeros 10 autovalores. Las barras de incerteza se calcularon en base al criterio de North et al. (1982). ACP filtrada pasa alto de 90 días.

En base a lo analizado en este capítulo, respecto a la variabilidad en distintas escalas temporales de la θ y su relación con la precipitación, se disparan interrogantes sobre el grado de interacción que pudiera haber entre las condiciones hídricas del suelo y la atmósfera. Por ejemplo, dados los ciclos de menor frecuencia de las anomalías de θ , en particular al considerar espesores más profundos de suelo, ¿podrían estas anomalías ser capaces de modular

localmente las anomalías posteriores de la precipitación o de la evapotranspiración? ¿Si así fuera, cuáles serían los posibles mecanismos de interacción entre los estados del suelo y la atmósfera? En el capítulo siguiente se abordará este tema desde una perspectiva estadística, que si bien no permite dilucidar causas y efectos, ofrece una primera instancia para identificar regiones donde el acople entre ambos sistemas puede ser significativo.

Capítulo 4

Acople entre la superficie y la atmósfera en Sudamérica

En este capítulo se buscará identificar regiones en las cuales las interacciones entre el suelo y la atmósfera sean importantes durante la estación cálida en Sudamérica. Con esto se pretende abordar la pregunta: ¿qué proporción de la variabilidad de la precipitación puede ser atribuida a los efectos locales vs. a los efectos remotos?. Para ello, se aplicarán metodologías estadísticas con el fin de cuantificar las interacciones de la humedad del suelo (θ) con la precipitación, también con la evapotranspiración y la temperatura, empleando las simulaciones mensuales de GLDAS-2 (v2) y diarias del GLDAS-1. De manera complementaria, se evaluarán las condiciones iniciales y la capacidad de reproducir las características básicas del acople suelo-atmósfera en un sistema de pronóstico estacional.

4.1. Definiciones

4.1.1. Acople, Interacciones y Retroalimentaciones

Los términos de acople, “feedback” o retroalimentaciones e interacciones se utilizan de forma indistinta en la literatura, lo que puede generar cierto grado de confusión, como es mencionado en Seneviratne et al. (2010). El esquema de la Figura 4.1, busca aclarar los distintos conceptos detrás de cada uno de estos términos. Como ejemplo, en este esquema se muestran las interacciones que se dan entre cuatro variables climáticas (**A**, **B**, **C** y **D**). Las letras minúsculas a) a g) definen relaciones (arbitrarias) entre estas variables. Entonces, cuando se

menciona acople, se hace referencia al grado de control de una variable sobre otra, como por ejemplo las relaciones a) y b). La relación a) hace referencia al acople de **B** con **A** (acople **A-B**), mientras que la relación b) se refiere al acople de **A** con **B** (acople **B-A**). Las relaciones a) y b) hacen referencia a un acople en un sentido. En el caso de las interacciones entre el suelo y la atmósfera, como se menciona en Seneviratne et al. (2010), **A** podría estar representando la θ y **B** la temperatura, donde a) representa el control de θ sobre la temperatura (acople θ - temperatura) y b) representaría el control de la temperatura sobre θ (acople temperatura- θ). Cuando **A** este acoplado a **B** y **B** esta acoplado a su vez con **A**, el resultado es una relación de acople en dos sentidos, lo cual se define como feedback.

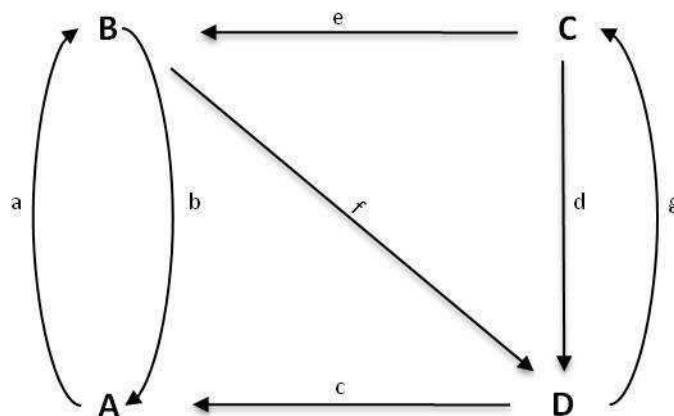


Figura 4.1. Definición de acople, feedback e interacción (ver el texto para más detalles). Las letras A, B, C y D hacen referencia a estados o procesos, mientras que las letras a)-g) corresponden a las relaciones entre las variables A-D. Figura adaptada de Seneviratne et al. (2010).

El término de acople proviene de una analogía con los experimentos numéricos, donde los módulos de suelo y atmósfera pueden ser usados en modo acoplado o desacoplado. Un modo acoplado se refiere a un acople en dos sentidos entre los módulos de suelo y la atmósfera, mientras que un modo desacoplado hace referencia a simulaciones donde una de las componentes esta prescrita. Tal es el caso de las simulaciones del GLDAS, donde los forzantes de los modelos (precipitación, etc.) están prescritos. En tanto, el término *interacción* es utilizado,

en general, como referencia a una suma de relaciones o procesos en la interfase del suelo-atmósfera, por ejemplo la suma de las relaciones a-g, sin indicar sentido o causalidad de las mismas.

Un acople en dos sentidos, como en el caso de a) y b) es el que se podría dar entre la θ y la evapotranspiración (ET), mientras que el acople de la θ y la precipitación, a través de la ET, por ejemplo, podría estar determinado por el “camino” g-e-f.

4.1.2. Acople Local vs. Remoto y posibles mecanismos físicos asociados

En este contexto, de acople e interacciones entre la superficie terrestre y la atmósfera, es necesario distinguir entre efectos locales y remotos, así como se introdujo en el Capítulo 1. Es importante mencionar esto, dado que el acople generado remotamente por una variable puede ser más fuerte o alterar la señal de acople local, como así también ambos acoples pueden ser intensos simultáneamente. El trabajo de Orłowsky y Seneviratne (2010), por ejemplo, busca determinar el aporte de los acoples locales y remotos sobre la precipitación continental. El modelo conceptual que proponen es el que se puede apreciar en la Figura 4.2, el cual analiza tres posibles caminos en los cuales la θ y/o las SST pueden influenciar a la precipitación en escalas mensuales. Las suposiciones implícitas en este modelo conceptual son que i) las SST interactúan con la precipitación en un mismo rango temporal (en este modelo está representado por 1 mes) y a su vez se relacionan con las SST del tiempo siguiente por medio de la persistencia, pero las SST no afectan directamente a θ excepto a través de la precipitación; ii) la precipitación y θ interactúan en un mismo paso de tiempo y que la θ , a través de la persistencia, afecta a θ del tiempo posterior; iii) la precipitación no afecta a la precipitación del paso temporal siguiente de manera directa. Es claro, que hay casos que no están considerados en este esquema, como por ejemplo el posible rol de la temperatura y la ET, vinculando las SST/ θ con la precipitación. A su vez, no se considera tampoco la persistencia de la precipitación

relacionada con la variabilidad interna de la atmósfera, como mencionan los autores.

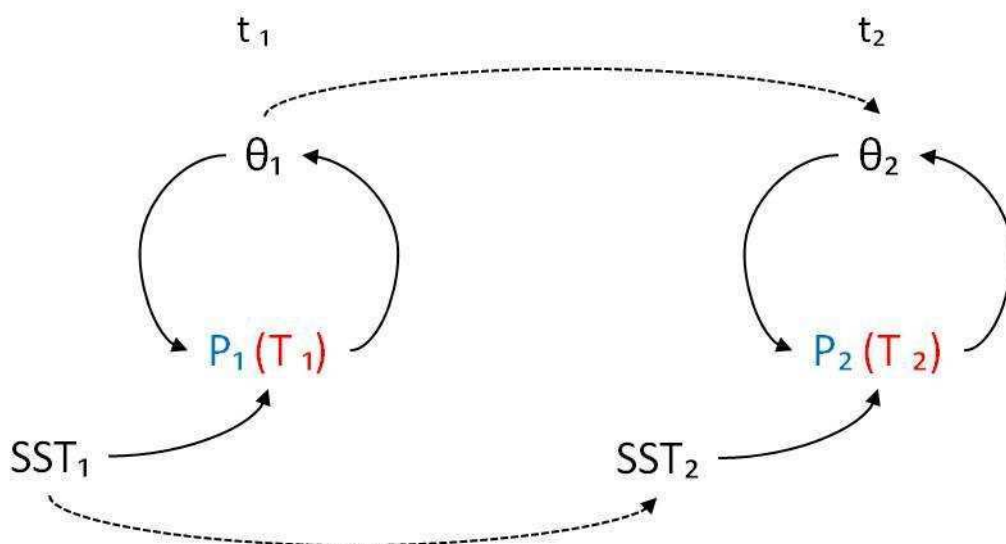


Figura 4.2. Esquema de la influencia entre la SST, la θ , la precipitación P y la temperatura T para dos meses consecutivos (t_i). Las líneas sólidas denotan acoples entre las variables, mientras que las líneas punteadas los efectos de la persistencia. Los efectos de P , a través de T y ET no han sido considerados. Adaptado de Orłowsky y Seneviratne (2010).

El primer camino consiste simplemente en la influencia de θ_1 sobre θ_2 afectando localmente a la precipitación (P_2) en t_2 . Los otros caminos involucran el efecto remoto de las SST, o sea el acople entre SST_1 sobre P_2 . En particular un camino supone la influencia de SST_1 sobre SST_2 , y SST_2 afectando a P_2 . El otro supone la influencia de SST_1 sobre P_1 , afectando a θ_1 , y esta, afectando a θ_2 que a su vez afecta P_2 .

Si bien el objetivo del análisis del acople estará enfocado desde un punto de vista más local –es decir la influencia de θ_1 sobre θ_2 y P_2 –, es importante tener presente este modelo conceptual. Desde un punto de vista local del acople, se muestra en la Figura 4.3 un marco conceptual ampliamente utilizado para discutir

los principales mecanismos físicos que interactúan entre el suelo y la atmósfera, tal como fue esquematizado en Spennemann y Saulo (2014, aceptado), ver también más ejemplos Seneviratne et al. (2010). Esta figura ilustra dos posibilidades (A y B), enfatizando las variables y procesos analizados en esta Tesis.

En este esquema, asumimos que las acoples/interacciones ocurren en una escala temporal igual o menor a un mes. El acople de la precipitación con la θ está correlacionado positivamente, lo cual es un resultado bastante intuitivo. Pero el acople en el sentido opuesto, de θ con la precipitación, no siempre tiene el mismo signo, dado que depende en parte de qué proceso esté controlando la ET. Un posible camino es el que se muestra la Figura 4.3 A, donde la ET es “controlada” por θ , implicando que, sin importar la cantidad de radiación que llegue a la superficie, la ET será regulada por el contenido de θ disponible. Este tipo de régimen se denomina como “control de la superficie” (Seneviratne et al. 2010, Dirmeyer, 2011), y por lo general conduce a un feedback positivo entre θ y la precipitación dado por: $\uparrow$ (aumento) de la precipitación, $\uparrow$ de θ , $\uparrow$ de la ET, y un $\uparrow$ de la precipitación.

Bajo condiciones o regímenes de control de la superficie, también pueden existir acoples negativos (por ejemplo menor precipitación con mayor θ), como respuesta a inestabilidades atmosféricas más débiles, asociadas con enfriamientos evaporativos cerca de la superficie, que no se han considerado en el esquema. Otro camino posible, es cuando la ET está limitada por la “energía”, como se muestra en la Figura 4.3 B. En este caso, el suelo está suficientemente húmedo, implicando que la ET responderá al calentamiento radiativo, con lo cual la θ no ejerce control sobre ET. A este tipo de situación se la define como régimen de “control de la atmósfera”. En esta situación se pueden esperar también ambos tipos de feedback: podría haber una correlación instantánea negativa entre θ , ET y consecuentemente con la precipitación, ya que el proceso no está controlado por θ y entonces podría ocurrir una disminución de la ET como respuesta a una disminución de la temperatura, implicando menor precipitación. Este camino es

representado por las letras “AN”. Bajo un régimen de control atmosférico, también se pueden dar feedbacks positivos entre la precipitación y θ (ver el camino “AP”).

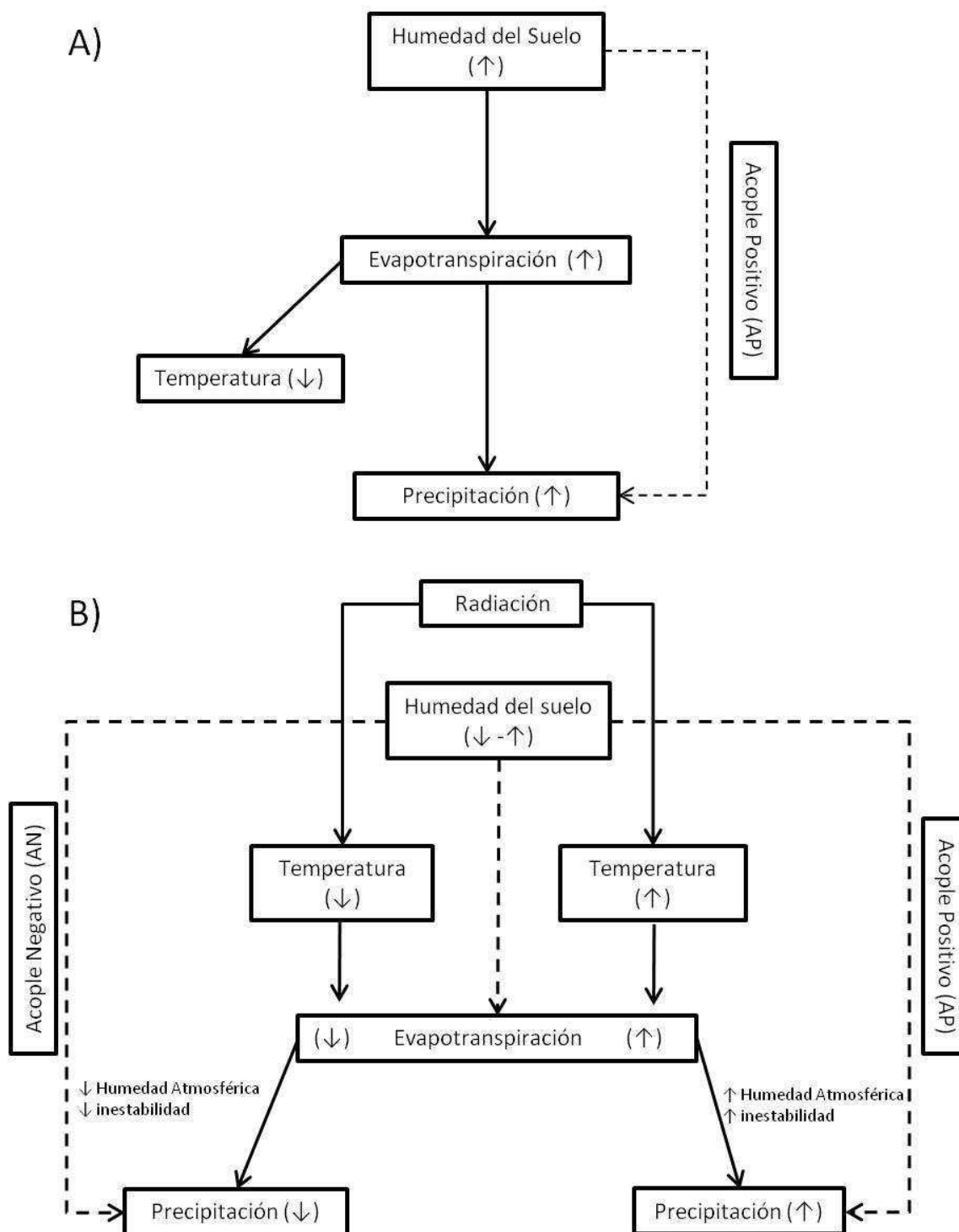


Figura 4.3. Esquema de interacciones/acoples entre las variables del ciclo hidrológico.

Sin embargo, y en base a todo lo expuesto hasta aquí, el foco del análisis estará orientado a determinar regiones de acople suelo-atmósfera intensas y que a su vez estén caracterizadas por un régimen controlado por la superficie, que sería el aspecto más relevante a la hora de extender la predictibilidad de la atmósfera, sumado a que los forzantes externos, como las SST, puedan ser despreciados, lo cual será posible sólo bajo condiciones particulares.

4.2. Campos medios y variabilidad estacional de la Evapotranspiración del GLDAS-2 (v2)

En los capítulos anteriores se describieron las características principales de la precipitación y de θ . Pero, como se mostró en el esquema de la Figura 4.3, la ET y la temperatura a 2 metros (T2m) también pueden jugar un rol importante en los mecanismos físicos que vinculan las interacciones/acoples entre la superficie y la atmósfera. En este sentido, Dirmeyer (2011) señala que además de altas correlaciones entre la θ y la ET/flujos de calor latente (el flujo de calor latente es λET , donde λ es calor latente de vaporización) o T2m/flujos de calor sensible (ver camino A, Figura 4.3), también debe ocurrir que la θ tenga el potencial de generar cambios importantes en alguna de estas variables. Por lo tanto, es necesario documentar las regiones en las cuales la variabilidad de ET, y también de θ , son más importantes. Pero también reviste interés analizar en conjunto los campos medios de ambas variables, lo cual se muestra en la Figura 4.4 para las estaciones de verano y primavera, que es donde se concentra el foco de este capítulo. Las estaciones de otoño e invierno se muestran en el Anexo A. La ET muestra valores máximos en la región central y este del continente, y mayores respecto al otoño e invierno. Los campos medios de θ (0-100cm) muestran valores más bajos en primavera, principalmente en las regiones caracterizadas por precipitaciones estivales.

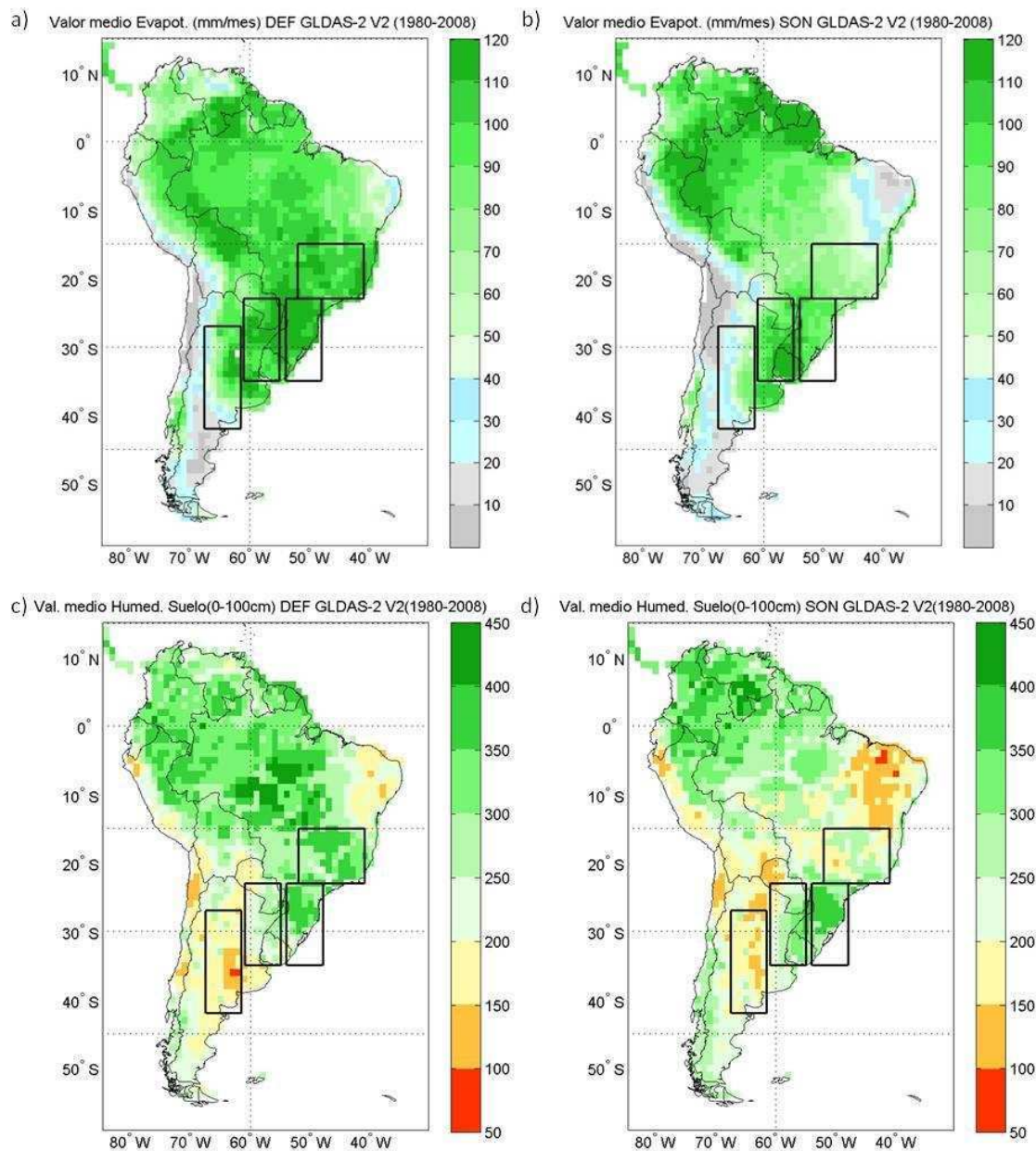


Figura 4.4. Campos medios de la ET (mm/día) para a) Verano (DEF), b) Primavera (SON), y de $\Theta_{\text{absolutal}}$ (kg/m^2 ó mm) para c) Verano y d) Primavera, 1980-2008 del GLDAS-2 (v2).

Los valores máximos de variabilidad de ET (ver Figura 4.5 a y b) se observan durante el verano, focalizados en la región de SESA-Oeste y partes de Argentina-central. En primavera la ET muestra valores más bajos en la región de SESA-

Oeste, sin mostrar un claro máximo sobre el continente. El patrón espacial de máximos y mínimos de la variabilidad de θ (ver Figura 4.5 c y d) se condice con lo observado en ET, en particular sobre la región de SESA-Oeste y en el noreste de Brasil para el verano, mientras que en primavera esto se observa en la región central de Brasil y en SACZ. Es interesante también relacionar los campos medios de θ con la variabilidad de ET (Figura 3.5 a y b), según lo documentado por Seneviratne et al. (2010) y Guo et al. (2006b), donde se muestra que la variabilidad de la ET se maximiza para valores de θ en el rango de 0.20-0.35 m^3/m^3 (ó 200-350 kg/m^2 , valor equivalente para el espesor 0-100cm). Esta relación entre las variables se observa durante el verano sobre la región de SESA-Oeste. Centrados en el verano, las áreas con mayor variabilidad de la ET y de θ denotan las regiones de transición entre climas secos y húmedos sobre Sudamérica, de acuerdo con la descripción de Seneviratne et al. (2010) en su Figura 6. Estas regiones se ubican principalmente en el centro y este de Argentina y noreste de Brasil. Las regiones de transición son, según la bibliografía, aquéllas donde el acople entre la superficie y la atmósfera podría tener un impacto mayor.

Es claro que tanto el valor medio como el desvío estándar muestran una mayor dependencia estacional en la ET que en θ , lo cual está explicado por la dependencia de ET con la temperatura. También se debe tener presente que la ET simulada por modelos de suelo, debido a que las parametrizaciones empleadas habitualmente requieren de información muy específica (e.g. vegetación, viento), tiene asociada una mayor incertidumbre y presenta en general una mayor discrepancia entre modelos, comparado con θ (Guo et al. 2006a, Kato et al. 2007).

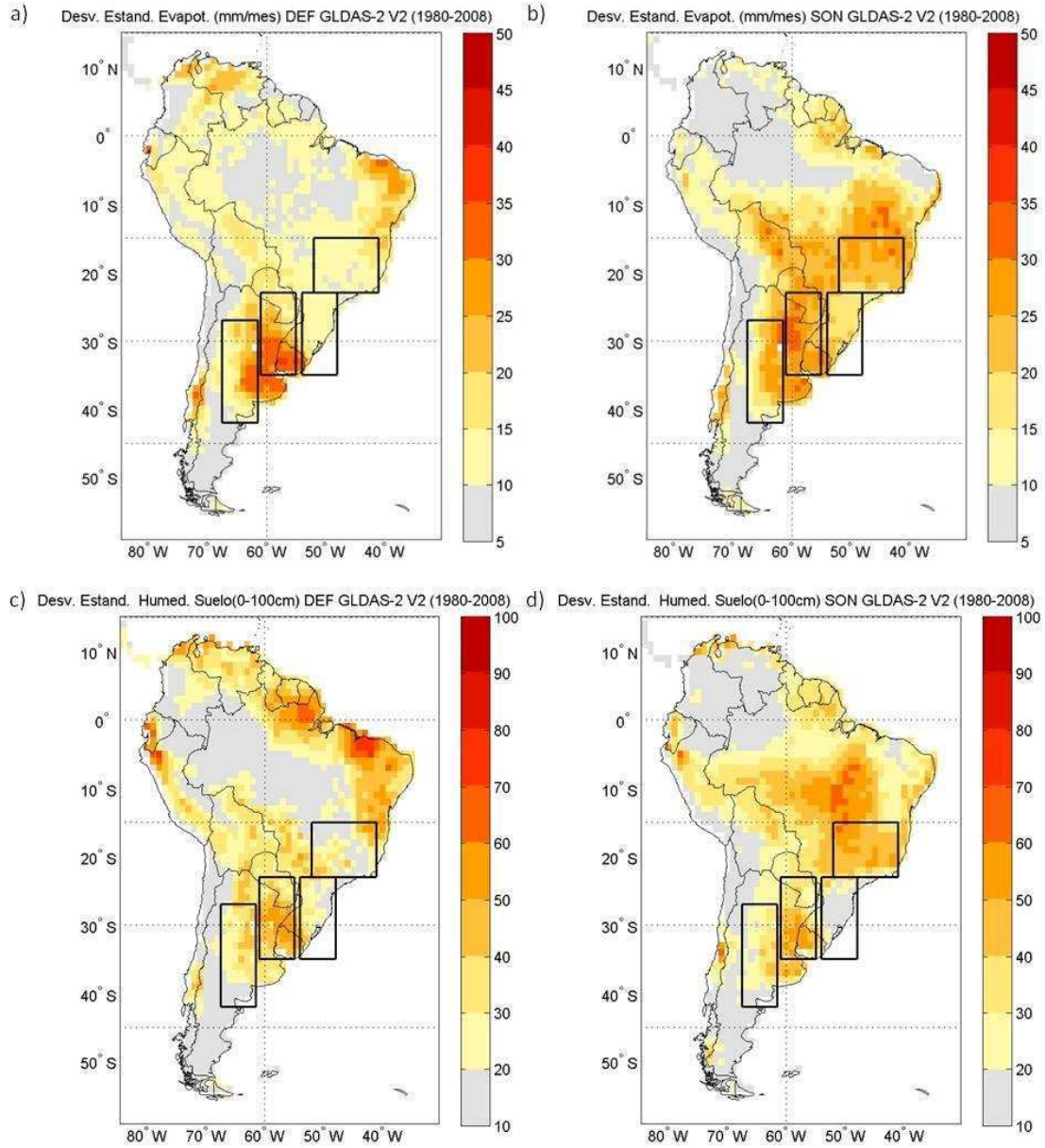


Figura 4.5. Desvío estándar de la ET (mm/día) para a) Verano (DEF), b) Primavera (SON), y de Θ_{absoluta} (kg/m² ó mm) para c) Verano y d) Primavera, 1980-2008 del GLDAS-2 (v2).

4.3. Enfoque Metodológico

Para estimar la intensidad del acople, se optó por emplear dos metodologías estadísticas relativamente simples. Ambas metodologías se enfocan en un acople local, buscando identificar un modelo conceptual (ya sea el sintetizado en la Figura 4.2 o en la Figura 4.3) que explique los resultados. La diferencia entre estas dos metodologías radica en que una de ellas busca determinar el acople entre la θ y la precipitación y el acople θ –ET en escalas **mensuales**, mientras que la segunda metodología se centra únicamente en el segmento terrestre del acople, o sea entre θ y los flujos de calor latente y sensible (equivalente a ET y T2m), utilizando información de la variabilidad **diaria** de θ .

4.3.1. Parámetro de Acople (λ)

Esta metodología fue propuesta por Frankignoul y Hasselmann (1977), y fue luego aplicada a estudios de interacciones entre la atmósfera y los flujos de calor sensible del océano (por ejemplo Frankignoul et al. 1998; Czaja y Frankignoul, 2002). Más recientemente fue aplicada para inferir el grado de acople entre la vegetación/ θ /SST y la precipitación (Liu et al. 2006; Notaro et al. 2006; Zhang et al. 2008; Notaro, 2008, Orlowsky y Seneviratne, 2010; Sun y Wang, 2012). Esencialmente, esta metodología supone una influencia lineal de una variable con mayor persistencia (θ o SST) sobre una variable atmosférica de variaciones más rápidas o una menor persistencia. En este sentido se puede suponer que una variable atmosférica, como la precipitación (P) en un tiempo $t+dt$ está constituida por dos partes,

$$P(t + dt) = \lambda_p \theta(t) + N(t + dt) \quad \text{Ec. 4.1}$$

El término $\lambda_p \theta(t)$ representa la respuesta de la precipitación, en este caso, a los cambios en Θ luego de un tiempo dt . El parámetro λ_p representa la intensidad del acople entre Θ y P y se lo denominará simplemente parámetro de acople. El término $N(t+dt)$ representa el ruido generado por la variabilidad interna de la atmósfera, la cual es independiente de Θ .

Calculando la covarianza con $\theta(t - \tau)$ a ambos lados de la Ec. 4.1, con $\tau > dt$ queda

$$\text{Cov}(\theta(t - \tau), P(t + dt)) = \lambda_p \text{Cov}(\theta(t - \tau), \theta(t)) + \text{Cov}(\theta(t - \tau), N(t + dt)) \quad \text{Ec. 4.2}$$

Si $\tau > dt > 0$ el término

$$\text{Cov}(\theta(t - \tau), N(t + dt)) = 0 \quad \text{Ec. 4.3}$$

debido a que el ruido N no puede forzar los cambios de Θ de un tiempo anterior. Sustituyendo la Ec. 4.3 en Ec. 4.2, despejando y considerando $\tau = 1$ mes, con lo cual τ es mucho mayor al tiempo de respuesta de la atmósfera dt , se obtiene que

$$\lambda_p = \frac{\text{Cov}(\theta(t - \tau), P(t))}{\text{Cov}(\theta(t - \tau), \theta(t))} \quad \text{Ec. 4.4}$$

Por lo tanto λ_p da una medida instantánea (menor a lo mensual) del acople entre θ y P en el tiempo t . Notar que cuando la expresión 4.2 se utiliza con variables normalizadas, el parámetro λ_p representa el cociente de correlaciones “laggeadas” (desfasadas). Es importante mencionar que como toda medida de covariabilidad o correlación, valores altos del parámetro λ_p no implican una relación de causalidad entre θ y P . A su vez, al relacionar P con θ es importante reconocer que puede haber otras variables que pueden controlar de manera remota la relación de P con θ , por ejemplo la SST, tal como se mostró en la Figura 4.2, con lo que será importante minimizar esos otros efectos asociados al utilizar esta metodología.

Este análisis se centrará en la estación cálida del hemisferio sur (DEF), debido a que en este período, la variabilidad y los valores medios de la ET son máximos, con lo cual el posible impacto de las condiciones del suelo sobre la atmósfera son más probables, como se menciona en Koster et al. (2010) entre varios otros autores, y como fue indicado en la sección 4.1. Para considerar el posible efecto de las SST, siguiendo el trabajo de Zhang et al. (2008), se calculó el λ_p removiendo los años en los cuales el ENSO haya comenzado en el período Enero-Marzo (o antes) y se haya extendido hasta el período de Diciembre-Febrero (o después). Esto se considera como una primera aproximación para minimizar el efecto remoto del control de las SST sobre la precipitación local. Al igual que en Zhang et al (2008) se utiliza la definición del ENSO del Climate Prediction Center (CPC, http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml). Consecuentemente se removieron los siguientes períodos de verano: 1982-83, 1987-88, 1988-89, 1991-92, 1997-98, 1998-99, 1999-2000, 2000-01, 2002-03, 2004-05. Luego de esta remoción, la muestra de meses de verano se redujo de 87 a 57 meses. Con el fin de comprender los posibles impactos del ENSO sobre esta metodología, se compararán los resultados al incluir los años ENSO.

Para evaluar la significancia de λ_p se aplicó al técnica de bootstrap (von Storch y Zwiers, 1999). Siguiendo el trabajo de Orłowsky y Seneviratne (2010), se realizaron 1000 iteraciones para cada punto de retícula, dejando las series de θ

invariantes y modificando aleatoriamente las series de precipitación. En este sentido, la técnica de bootstrap mantiene la información de la memoria de la θ , y simula adecuadamente la hipótesis nula, que es la de no relación entre las variables. El mismo procedimiento se aplicó también al calcular el parámetro de acople entre la θ y la ET y T2m, denotado por λ_{evap} y λ_{T2m} respectivamente. El parámetro de acople “original” es entonces comparado con la muestra de 1000 parámetros generados con bootstrap, ordenados de menor a mayor. Si el parámetro λ_p original resulta ser mayor al 95% de los elementos de la muestra, para los casos de $\lambda_p > 0$ o menor al 5% para los casos de $\lambda_p < 0$, se consideró que era significativo.

Para el cálculo del parámetro de acople, se utilizaron las anomalías de θ (removiendo el mes climatológico únicamente) del espesor 0-100cm del suelo, a las cuales también se le removió la tendencia lineal y se las estandarizó para poder comparar los resultados con otros trabajos. En línea con el enfoque propuesto por Zhang et al. (2008), se aplicó un filtro espacial de 3 puntos de retícula en latitud y en longitud. De esta manera se promedió cada punto con la caja de 8 puntos más cercanos. La idea detrás de esto, es permitir que las interacciones entre las anomalías de θ y de la precipitación representen un acople “menos” local. Se decidió en principio utilizar el espesor 0-100cm, por la mayor variabilidad mostrada sobre las regiones de interés. Igualmente, se realizaron pruebas de sensibilidad sobre el parámetro λ_p , variando el espesor de suelo del modelo que no arrojaron diferencias significativas tal como se verá al final de la sección 4.4.

4.3.2. Índice de sensibilidad de flujos de superficie (I_ϕ)

En relación a la complejidad de las interacciones, estudios recientes sugieren separar los segmentos del ciclo hidrológico en su parte terrestre y atmosférica al utilizar metodologías estadísticas, dado que esto podría facilitar la

interpretación de los resultados. El estudio de Dirmeyer (2011), propone un índice para cuantificar la sensibilidad de la ET/flujos de calor latente y flujos de calor sensible superficiales (denotados genéricamente con la letra ϕ), a la θ . Este índice busca determinar regiones donde no solo las correlaciones entre esas cantidades son altas, sino también donde la θ tenga el potencial de generar grandes variaciones en los flujos de la superficie. La idea subyacente es que el acople superficie-atmósfera, comienza por una interacción entre θ y los flujos de superficie (e.g. el estado del suelo condiciona los flujos) y continúa por un efecto de los flujos de superficie sobre el estado de la atmósfera, que eventualmente podría modular a la precipitación. Esta segunda porción es la que Dirmeyer (2011) denomina “segmento atmosférico” del acople superficie-atmósfera. De acuerdo con lo mencionado, este índice estará compuesto por dos términos, uno representando la sensibilidad de los flujos ϕ respecto a θ , y otro representando las variaciones de θ . Una diferencia importante con la metodología discutida en la sección 4.3.1 es que la escala temporal para evaluar estas interacciones es diaria. En este sentido, y en base a lo documentado en el Capítulo 2, respecto a los forzantes del GLDAS 1 (NOAH) y del GLDAS-2 (v2) en escalas diarias, se decidió utilizar las simulaciones del GLDAS-1 (NOAH) para aplicar esta metodología.

Para cuantificar la sensibilidad de ϕ a θ , se calculó la pendiente de la recta de regresión lineal de ϕ sobre θ , lo cual ya indica que se asume la existencia de una relación lineal entre ambas variables. Esta relación entre ϕ y θ está constituida por una curva donde la pendiente muestra distinto grado de variación de acuerdo a los valores θ . Tiene un rango de gran sensibilidad para valores bajos a intermedios de θ , y rangos de poca sensibilidad para valores altos de θ , dependiendo de las propiedades del suelo y de la vegetación (ver Dirmeyer et al. 2000). A pesar de esto, consideraremos un rango de variación típico, de forma tal de que una simple regresión lineal capture bien estas relaciones, como se documenta en Koster y Milly (1997). Entonces se calcula para cada punto de retícula la pendiente β_{ϕ} de la regresión lineal de los flujos de calor latente y sensible (genéricamente ϕ) sobre la θ . Ésta pendiente es calculada en base a las anomalías de los datos diarios, en este caso se removió el día climatológico, para

cada mes del verano (DEF) por separado. Luego, este valor de pendiente obtenido para cada mes es promediado para obtener un valor de pendiente correspondiente al verano. También se calcula la correlación diaria y simultánea r_ϕ entre θ y los flujos ϕ . En resumen, este índice penaliza los puntos donde θ sea casi invariante mientras que la correlación y la pendiente entre θ y ϕ sean importantes. Para analizar las variaciones de θ se calcula su desvío estándar diario (S_θ), para cada uno de los meses de verano, y para todos los años. Por lo tanto el índice de sensibilidad queda determinado por

$$I_\phi = S_\theta \beta_\phi \quad \text{Ec. 4.5}$$

Dado que la construcción de este índice requiere datos diarios, se decidió utilizar las simulaciones del GLDAS-1 para el periodo 2001-2013. Las unidades de I_ϕ son las mismas que las de ϕ , y si bien se utilizan simulaciones diarias, los resultados del índice I_ϕ corresponden en este caso al verano (DEF), dado que los valores mensuales obtenidos son promediados para obtener un valor representativo de la estación cálida. A su vez, se enmascaran los puntos de retícula dónde las correlaciones diarias de r_ϕ no resultaron ser significativas, utilizando como cota un intervalo de confianza del 99%.

4.4. Estimaciones de Acople

Una primera aproximación al problema del acople entre el suelo y la atmósfera, se podría enfocar en la relación de las condiciones previas de las anomalías de θ y su impacto en las anomalías posteriores de la precipitación, antes de discutir en detalle los resultados del parámetro de acople y del índice de sensibilidad. Así como en el Capítulo 3 se analizó la variabilidad de θ y su relación con la precipitación, al caracterizar la respuesta de θ a la precipitación, en este caso se pretende analizar la influencia de las anomalías de θ sobre la precipitación de un tiempo posterior. En este sentido, la Figura 4.6 muestra por un lado la correlación desfasada entre las anomalías de θ y de la precipitación (por ejemplo la θ de noviembre con la precipitación de diciembre, y así siguiendo), y por otro el lag 1 de autocorrelación de las anomalías de θ , que son un primer indicio sobre la memoria de esta variable (memoria, persistencia y lag 1 de autocorrelación serán tomados como sinónimos de aquí en adelante), calculados sobre la muestra con y sin años ENSO. La razón de mostrar también la memoria de las anomalías de θ , es su potencial de prolongar en el tiempo el posible impacto en las condiciones de la atmósfera (Dirmeyer et al. 2009). En general, para ambos casos (con y sin ENSO) la memoria de θ es alta, con los valores más bajos en la región central del Amazonas. En contraste, las correlaciones desfasadas muestran cambios considerables en ambas muestras. Excluyendo los años ENSO, se observan solo unas pocas áreas de correlaciones significativas, mientras que se observa una mayor cantidad de puntos sombreados cuando se incluyen los años ENSO, sobre todo en regiones tropicales. Las correlaciones son en general positivas, y además esta figura sugiere la posibilidad de un acople entre las SST y las anomalías de precipitación en las zonas tropicales, donde las SST, vía la precipitación, pueden estar afectando la θ y esta última afectando la precipitación, como se describió en el tercer camino de la Figura 4.2 o podría también ser esto una consecuencia de la persistencia de la precipitación.

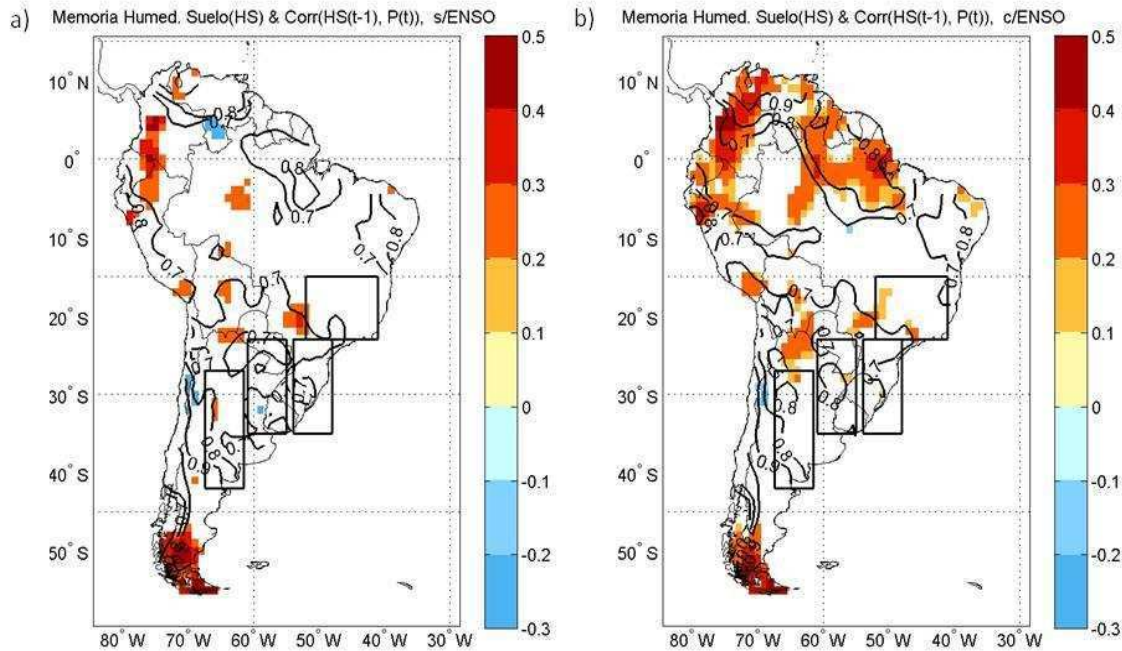


Figura 4.6. Correlaciones significativas ($p=0.10$ en sombreado) desfasadas entre las anomalías de θ (0-100cm Noviembre-Diciembre-Enero) y de precipitación (Diciembre-Enero-Febrero); y la memoria de las anomalías de θ en contornos, meses de verano sin ENSO a) y con ENSO b).

Si bien se pueden suponer mecanismos físicos de acople, no es posible distinguir cuál de estos estaría actuando, basados únicamente en metodologías estadísticas. A pesar de esto, resulta interesante la potencial influencia del ENSO sobre la región tropical, lo cual está en acuerdo con los resultados obtenidos por Zhang et al. (2008) y Sun y Wang (2012). Áreas con valores altos de memoria y de correlación (sin años ENSO), fuera de los trópicos, se observan principalmente en el extremo sur del continente, con valores de memoria >0.9 , y en pequeñas regiones dispersas. Estas áreas también aparecen cuando se incluyen los años ENSO. El extremo sur de Argentina y Chile, pareciera ser el área donde la señal presenta mayor coherencia dentro del dominio de estudio, dado que se observan máximos valores de correlación desfasada que no estarían siendo afectadas por forzantes remotos. Los trabajos de Zeng et al. (2010) y Sun y Wang (2012)

utilizando diferentes metodologías, también encuentran un máximo valor de acople en el sur de Sudamérica, pero con el máximo ubicado más al norte.

El parámetro de acople λ_p es una síntesis de los campos mostrados previamente, dado que es el cociente entre la covarianza desfasada en 1 mes de Θ y la precipitación, y la memoria de las anomalías de Θ (ver Ec. 4.4). Los resultados de λ_p con y sin ENSO, se muestran en la Figura 4.7.

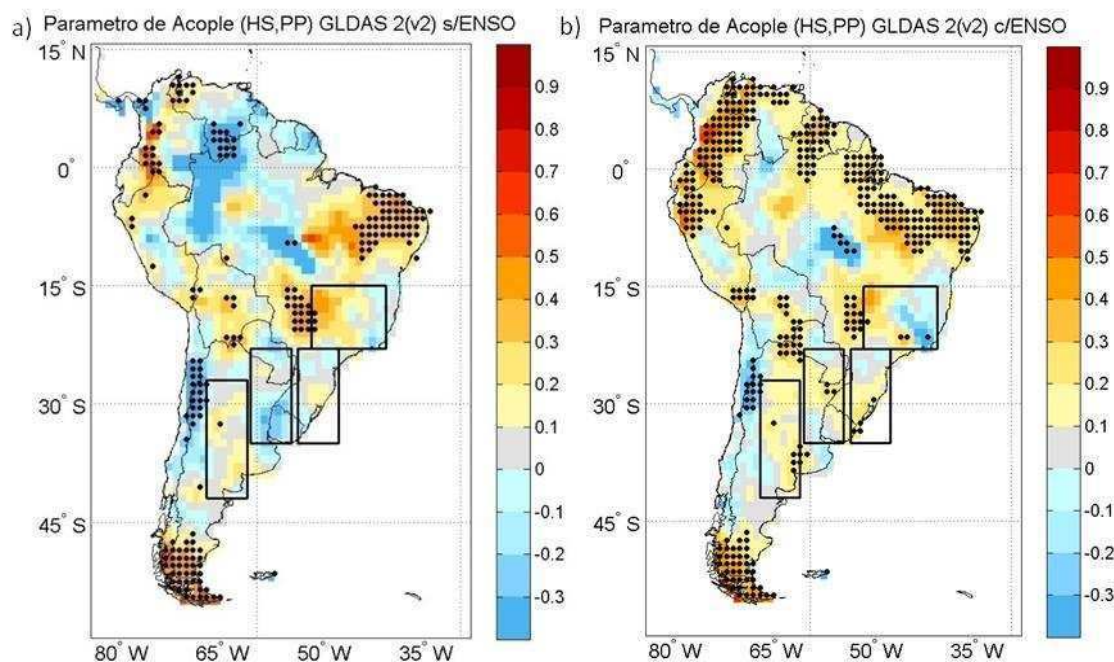


Figura 4.7. Parámetro de acople λ_p para los meses de verano (DEF, 1980-2008). Significancia calculada con bootstrap (puntos negros, $p=0.10$). Meses de verano sin ENSO a) y con ENSO b).

Si bien hay claras semejanzas con la Figura 4.6, se destacan ciertas características interesantes. El λ_p en el caso sin ENSO, por ejemplo, muestra áreas de acople negativas las cuales no se observan cuando se incluyen los años ENSO. En ciertas regiones el signo de λ_p cambia según la muestra de datos que se utilice, por ejemplo en SESA-Oeste y en el norte del continente, lo que dificulta sacar conclusiones sobre este diagnóstico de acople. Si se comparan estos resultados con los de Orłowsky y Seneviratne (2010), teniendo en consideración

que su análisis es para los meses de JJA, se pueden mencionar ciertas coincidencias: áreas dispersas entre el Ecuador y 20°S, con valores de acople positivos y significativos, no necesariamente relacionadas con las SST, y el aumento de la intensidad del acople en las regiones tropicales cuando se consideran los años ENSO. Este último caso, en el trabajo de Orłowsky y Seneviratne (2010) corresponde a áreas donde ambos mecanismos de acople, Θ -precipitación y SST-precipitación, son notables.

Cabe destacar que en ese trabajo se comparan la intensidad de acople entre las SST-precipitación y Θ -precipitación, buscando regiones donde los acoples sean intensos individualmente y conjuntamente. En este último caso no se pueden sacar conclusiones respecto a qué variable está influenciando localmente la precipitación ya que no pueden aislar los efectos de ninguno de estos forzantes de modo individual. Nuestro enfoque es diferente en el sentido de que para la muestra sin años ENSO, asumimos que en escalas mensuales, la precipitación es un resultado de la variabilidad interna de la atmósfera y los efectos relacionados con la Θ solamente, como quedó expuesto en la Ec. 4.1. El resultado implícito en la Figura 4.7 es que anomalías positivas de Θ que se den cercanos a SACZ y en SESA-Oeste, traerían asociados aumentos de lluvia en una región y disminución en otra. Esto vuelve a reforzar la idea del dipolo como una forma de variabilidad que domina la precipitación de verano en la región, en ausencia de un forzante remoto como es el ENSO.

Varios estudios encontraron relaciones de acople negativas entre θ y la precipitación (por ejemplo, Zhang et al. 2008; Dirmeyer, 2011, Sun y Wang, 2012) en distintas regiones del globo. Para proponer una hipótesis que ayude en la interpretación el signo negativo de λ_p , se analizará el rol de la ET y T2m, así como fue conceptualizado en la Figura 4.3.

En la Figura 4.8, se muestra la estimación del acople entre θ y la ET (λ_{evap}). Además, bajo la hipótesis de un mecanismo físico directo entre θ -ET-precipitación, se enmascararon los puntos de retícula en los cuales, no se

cumpliera que la correlación simultánea entre ET y la precipitación fuera significativa.

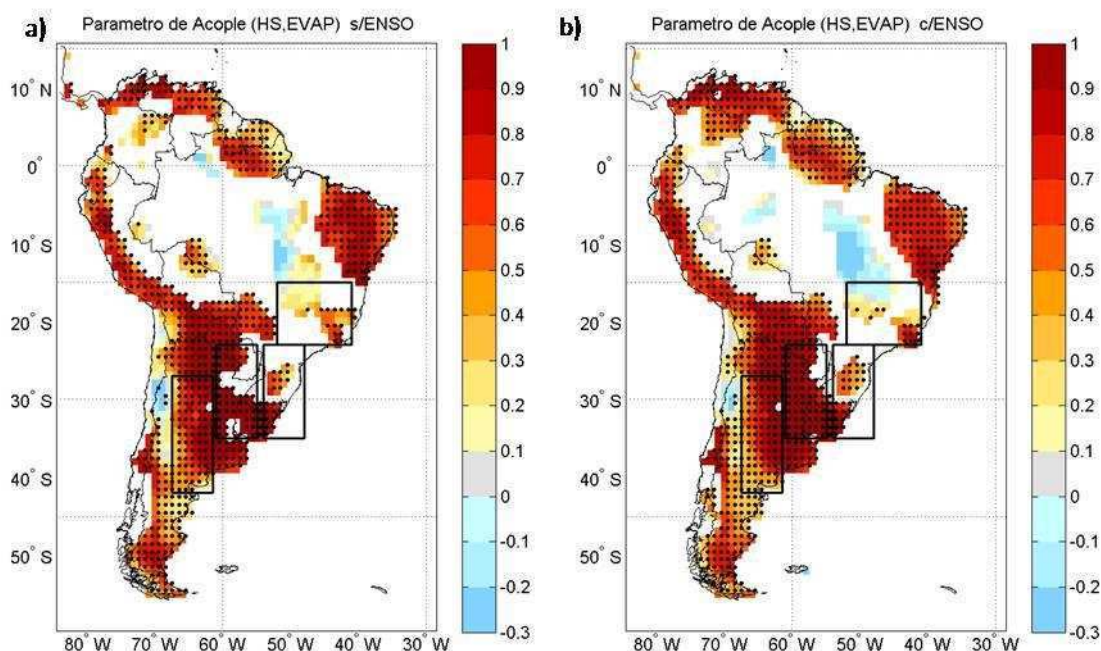


Figura 4.8. Parámetro de acople λ_{evap} , significancia calculada con bootstrap (puntos negros, $p=0.10$). Se enmascaran los puntos de retícula donde la correlación simultánea entre ET y precipitación no es significativa ($p=0.10$, test de Student a dos colas). Meses de verano sin ENSO a) y con ENSO b).

De acuerdo con este análisis, el parámetro de acople entre θ y la ET (λ_{evap}) es en general positivo y significativo fundamentalmente en regiones caracterizadas por valores medios de θ moderados a bajos, y valores medios de ET altos (ver Figura 4.4). En particular sobre la región de SESA-Oeste ambas variables mostraban valores altos de variabilidad interanual (ver Figura 4.5). Si bien hay diferencias al considerar los años ENSO, estas son menores que en el caso de λ_p . Estos resultados coinciden espacialmente con lo encontrado por Dirmeyer (2011). Al combinar el análisis de λ_p y λ_{evap} para el período sin años ENSO, se observa que ambos parámetros son positivos y significativos en el extremo sur del continente, sobre pequeñas áreas en Bolivia, particularmente en el límite con Paraguay y el

norte y centro de Argentina. Por otro lado, áreas con valores negativos de λ_p en SESA-Oeste (no significativos), se corresponden con valores positivos o no significativos de λ_{evap} , apoyando la hipótesis de que los aumentos en la precipitación podrían estar relacionados con aumentos en la inestabilidad de la atmósfera en esta región. Este camino estaría representado por el ejemplo opuesto de la rama AP de la Figura 4.3 A (no considerado explícitamente por el diagrama, dado que no se relaciona el posible impacto de la temperatura con la precipitación), comenzando por $\downarrow \theta$, $\downarrow ET$, $\uparrow T_{2m}$, resultando en $\uparrow$ de precipitación. El valor negativo de λ_p y el mecanismo físico recién descrito, se corroboran al calcular el parámetro de acople entre θ y T_{2m} ($\lambda_{T_{2m}}$), que resulta negativo y significativo sobre esta región en particular (ver Figura 4.9). Resultados similares sobre esta región fueron encontrados por Mueller y Seneviratne (2012), al analizar correlaciones desfasadas entre el mes con mayor número de días cálidos y el SPI3 del mes anterior, utilizado como proxy de θ . Al repetir este análisis combinado, incluyendo los años ENSO, se obtienen resultados similares, variando en algunas regiones la intensidad y la cantidad de puntos significativos.

La región con valores positivos pero no significativos de λ_p en SACZ, y significativos cercanos a de 18°S y 52°W, que aparece en ambas muestras, presenta en general valores positivos o no significativos de λ_{evap} y valores negativos o no significativos de $\lambda_{T_{2m}}$. En principio, el mecanismo físico involucrado, no resulta claro, en base a los modelos conceptuales de la Figura 4.3 A y B. Sin embargo, el trabajo de Sörensson y Menéndez (2011) documenta también un máximo de acople entre la θ y la precipitación en esta región, con valores bajos de acople entre la θ y la ET, sumado a una baja variabilidad de la ET, como también se observa en la Figura 4.5 a). Los autores concluyen que en esta región, el comportamiento observado es consecuencia de procesos no locales, relacionados con advección de humedad en la atmósfera.

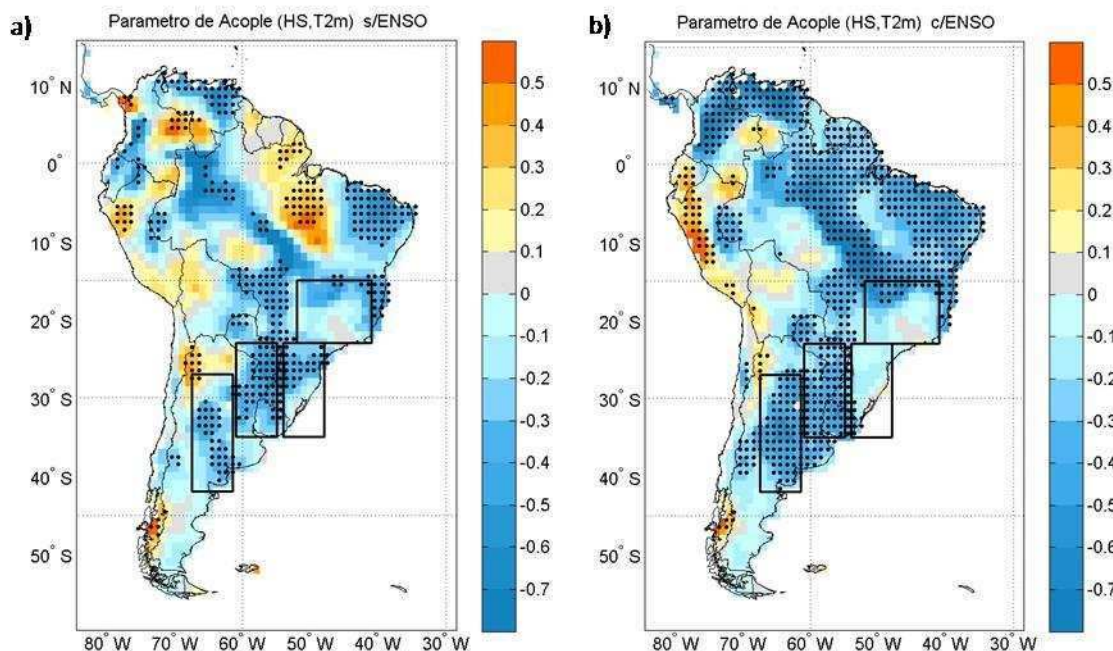


Figura 4.9. Parámetro de acople λ_{T2m} , significancia calculada con bootstrap (puntos negros, $p=0.10$). Meses de verano sin ENSO a) y con ENSO b).

En forma complementaria al análisis realizado hasta aquí, y para ayudar a determinar en una forma indirecta, si los mecanismos de acople pudieran ser o no locales, es que se calculó la correlación simultánea entre la ET y T2m (ver Figura 4.10). Este cálculo da cuenta de regiones bajo control atmosférico, en las cuales las correlaciones son positivas debido a que la T2m modula a la ET (e.g. SACZ), y de regiones bajo un control de la superficie en las cuales las correlaciones son negativas (e.g. SESA-Oeste), como consecuencia de que la ET no estaría siendo modulada por T2m sino por θ (ver Figura 4.3 A y B). Esta relación negativa entre ET y T2m observada sobre SESA-Oeste, también es documentada por Ruscica et al. (2014). Por otro lado, en el extremo sur del continente se observan ambos signos de correlación entre la ET y T2m, haciendo más difícil la interpretación.

La región de SACZ muestra características que sugieren que las interacciones en esta región parecieran no estar siendo controladas por las condiciones del suelo, sino por procesos no locales, como se menciona en

Sörensson y Menéndez (2011). A pesar de las diferencias en las escalas temporales, ambas metodologías conducen a conclusiones similares sobre la región de SACZ. Por otro lado, sobre la región de SESA-Oeste los resultados del acople θ -precipitación muestran signos opuestos, respecto a Sörensson y Menéndez (2011), sin embargo hay un claro acuerdo en la ubicación y en el signo de la relación θ -ET, y también en la relación de ET-T2m con lo observado por Ruscica et al. (2014). Al incluir los años ENSO se observa un aumento de las regiones con correlaciones negativas entre ET y T2m, principalmente sobre la región de SESA-Oeste y Argentina-central, algo que también se observa en λ_{T2m} (Figura 4.9).

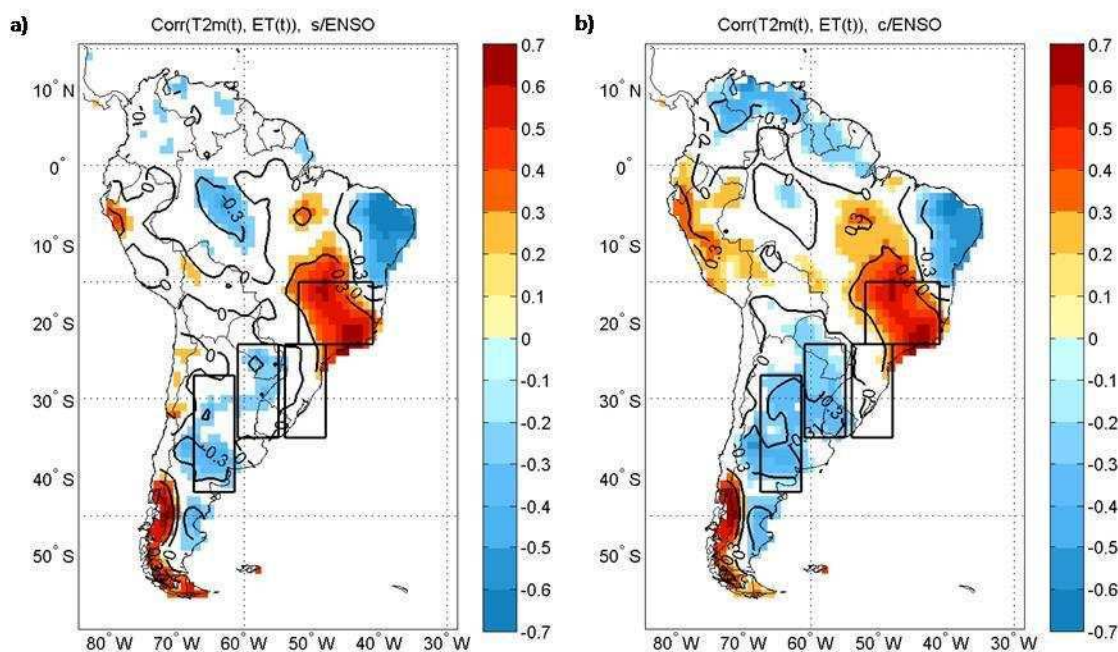


Figura 4.10. Correlación simultánea entre ET y T2m (significativa $p=0.10$ en sombreado) para los veranos (DEF). Meses de verano sin ENSO a) y con ENSO b). Período 1980-2008.

Como se discute en Wei et al. (2008), en las regiones tropicales la precipitación puede exhibir persistencia no necesariamente asociada al ENSO. Esto en combinación con el hecho de que la precipitación influye considerablemente en la

θ (Guo et al. 2006), sugiere que un análisis de covarianzas o correlaciones desfasadas entre estas variables podría estar siendo afectado por la persistencia de la precipitación (Wei et al. 2008), la cual no fue tomada en cuenta en el modelo conceptual de la Figura 4.2. Para analizar este posible efecto, se calculó la persistencia de las anomalías de precipitación para los meses de verano (ver Figura 4.11). Coincidentemente con muchas regiones con valores altos de $\lambda_p > 0$, la persistencia de las anomalías de precipitación, también muestra valores positivos y significativos. Esto podría sugerir la posibilidad de que sobre estas regiones las altas covarianzas desfasadas entre la θ y la precipitación estén siendo influenciadas por la persistencia en la precipitación, como se observa en la región entre Bolivia y Argentina, y también en el extremo sur del continente donde a su vez los valores medios y la variabilidad de ET son bajos. Sin embargo, no es posible determinar, a partir de este análisis, si la persistencia en la precipitación es generada por la circulación atmosférica o bien si son los efectos locales los que la favorecen.

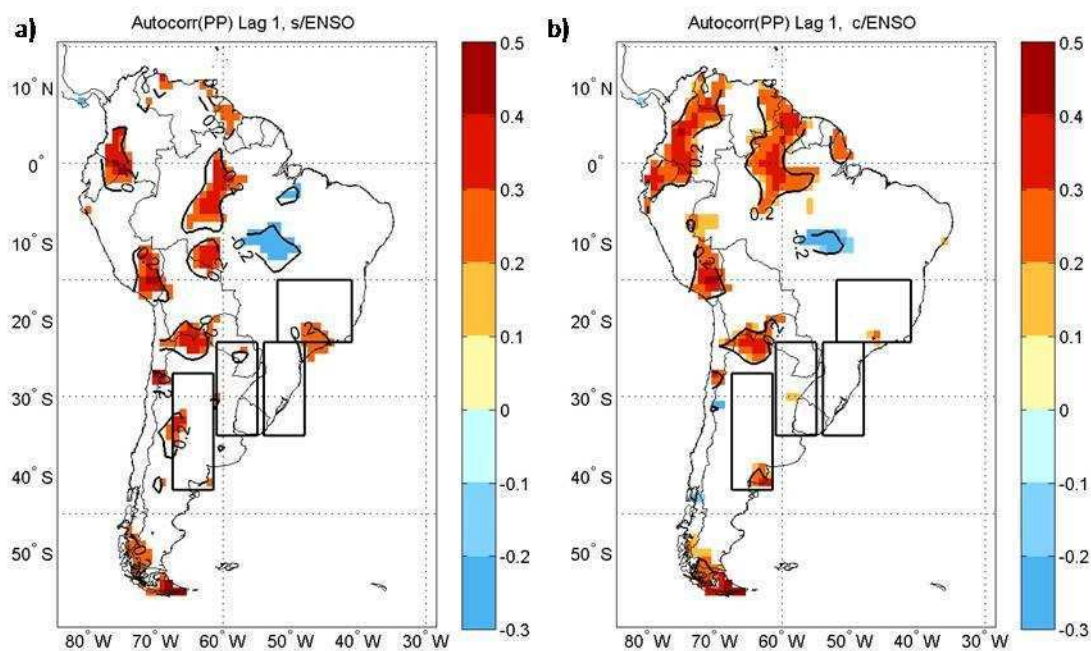


Figura 4.11. Memoria (autocorrelación lag 1) de las anomalías de precipitación de verano (Nov.-Dic.-Ene. vs Dic.-Ene.-Feb., significativa $p=0.10$ en sombreado, test de Student a 2 colas). Sin ENSO a) y con ENSO b), período 1980-2008.

A los fines de conocer la sensibilidad del parámetro de acople λ a algunas elecciones metodológicas realizadas en esta Tesis, se agregan a continuación algunos resultados complementarios. En primer lugar se analizará la sensibilidad de λ_p al considerar distintos espesores en el GLDAS-2 (v2), así como también el impacto de considerar individualmente en la construcción de λ_p y de λ_{evap} los meses de noviembre, diciembre, enero y febrero. Este análisis, sumado a un análisis de sensibilidad de λ utilizando cuatro modelos de suelo distintos (ver Anexo A), permitirá hacer un diagnóstico más robusto acerca de los resultados obtenidos con este parámetro.

En la Figura 4.12 se muestra el λ_p para los espesores 0-10cm y 0-200cm para los veranos sin ENSO. Se observa que los patrones espaciales de λ_p son en general similares. Igualmente, se pueden mencionar algunas diferencias, como por ejemplo que el espesor superficial muestra valores más altos del parámetro, en particular sobre la región de Argentina-central. El espesor 0-200cm, en tanto, muestra mayor cantidad de puntos significativos (13.9% vs. 9.7%). Este espesor es el único que muestra sobre SESA-Oeste ($\lambda_p < 0$) algún punto de retícula significativo.

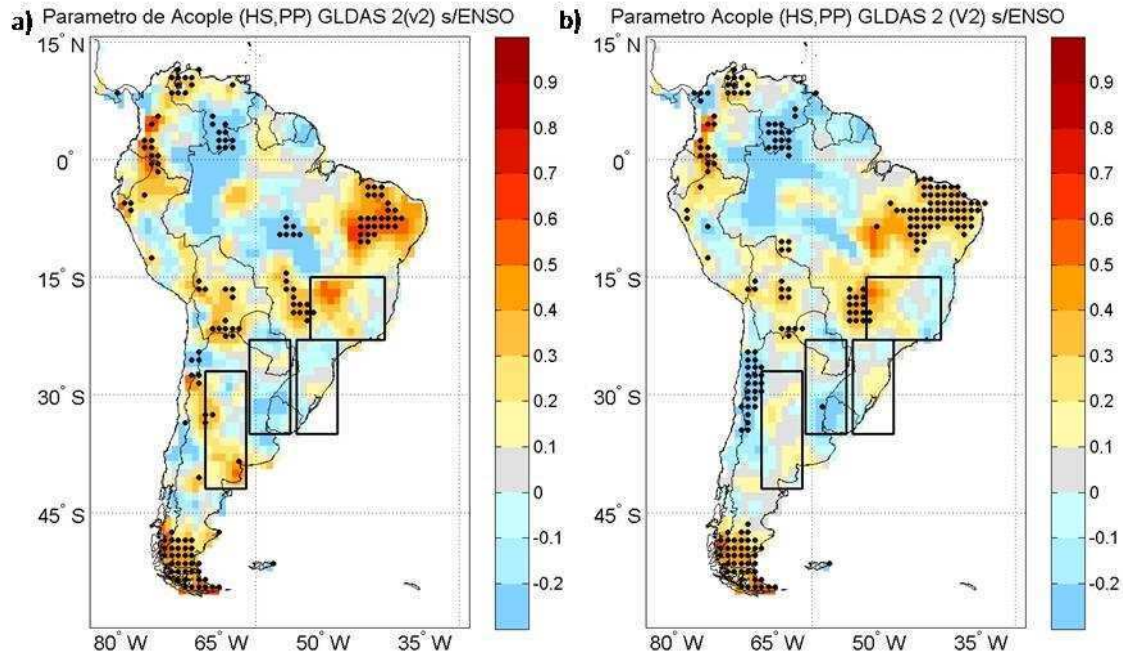


Figura 4.12. Parámetro de acople λ_p sin ENSO, para los meses de verano (DEF, 1980-2008). Significancia calculada con bootstrap (puntos negros, 90%). Espesores 0-10cm a) y 0-200cm b).

El cálculo de los parámetros λ_p y λ_{evap} sobre los distintos meses en forma individual, se realizó solo sobre la muestra de años sin ENSO, comenzando con λ_p y λ_{evap} de noviembre. Una cuestión a tener en cuenta, es que en este análisis el número de muestras se reduce a solo 19 meses, lo cual puede afectar la robustez de los resultados. Se observan características interesantes, que se muestran en la Figura 4.13, destacándose comportamientos distintos entre los meses, lo que sugiere una variabilidad importante de la intensidad del acople dentro de una misma estación. Por ejemplo, el λ_p para los meses de enero y febrero presenta cambios de signo sobre determinadas áreas, al tiempo que se ven grandes regiones con valores negativos. El mes de diciembre es donde el acople es más intenso ($\lambda_p > 0$), significativo y espacialmente coherente sobre la región de SESA-Este, en partes de SESA-Oeste, Argentina Central y SACZ, y en Bolivia, sin embargo la relación con lo observado en λ_{evap} varía de acuerdo con la región.

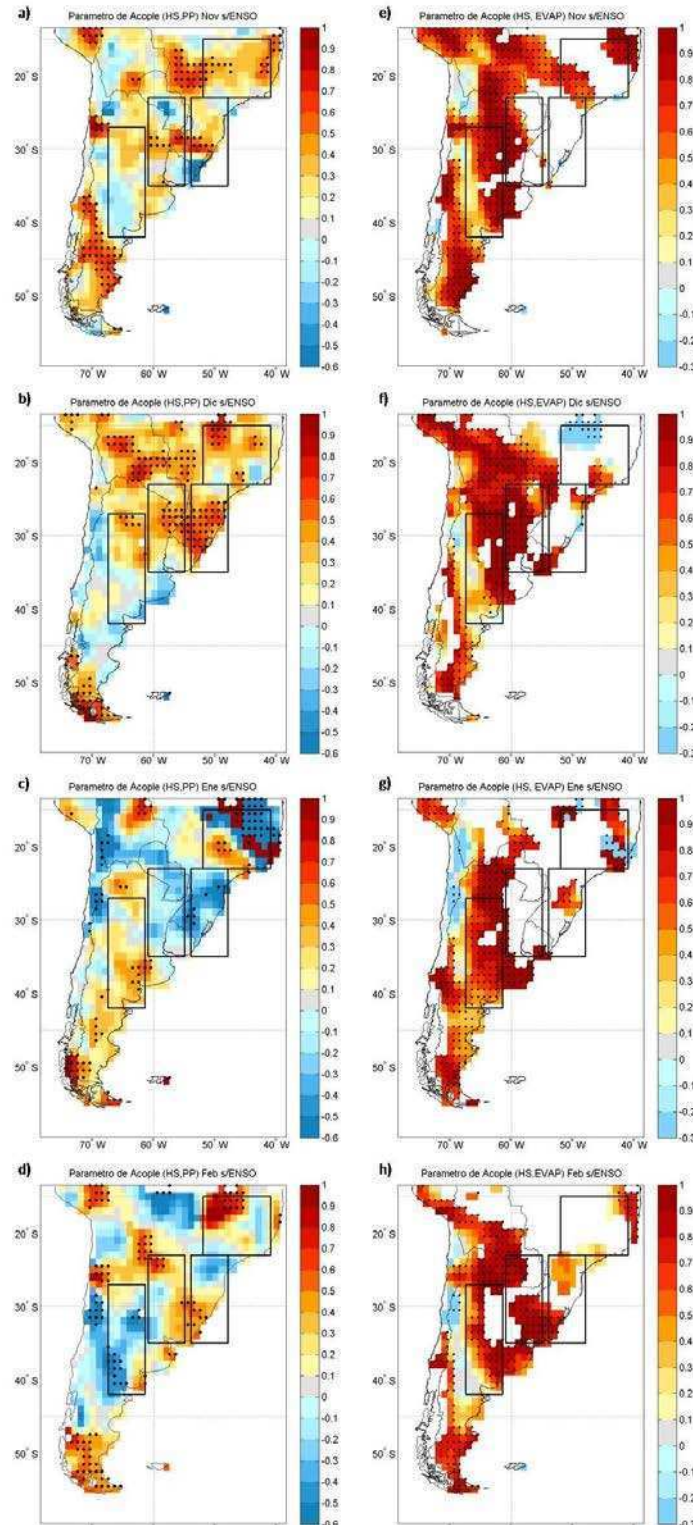


Figura 4.13. Parámetro de acople λ_p y λ_{evap} calculado individualmente para los meses de a) y e) Noviembre, b) y f) Diciembre, c) y g) Enero, d) y h) Febrero respectivamente, sin años ENSO. Puntos de retícula sombreados denotan correlación simultánea ET-precipitación significativa ($p=0.10$, test de Student a 2 colas). Significancia calculada con bootstrap (puntos negros, $p=0.10$)

Mientras que en SESA-Oeste, Argentina Central y en Bolivia se observan λ_{evap} positivos y significativos (i.e. mecanismo ilustrado en 4.3 A), esto no sucede ni en la región de SESA-Este ni en SACZ. Más aún, en la región de la SACZ se observan valores negativos y significativos de λ_{evap} .

El mes de enero pareciera explicar los valores negativos de λ_p , observados en la región de SESA-Oeste, al tomar todos los meses del verano (Figura 4.7), así como también se confirmaría el tipo de interacción explicada, basada en la concurrencia de λ_p negativos con λ_{evap} positivos sobre esa zona. En general los cambios inter-mensuales de λ_{evap} son menores a los de λ_p . La región cerca de 20°S y 52°W muestra valores positivos y significativos de λ_p salvo en febrero. Este resultado también se corresponde con los resultados de Grimm et al. (2007), donde se concluye que las anomalías de Θ en esta región, no tienen un impacto local en la precipitación, sino que inducen circulaciones anómalas que son modificadas por efecto de la topografía de la región, generando un transporte de humedad en la atmósfera el cual produce anomalías de precipitación. La separación del análisis por meses, si bien está condicionada por una longitud menor de las muestras, tiene una mayor potencialidad como herramienta de pronóstico ya que presenta más regiones con significancia y en tal sentido, debería explotarse como un modo más efectivo de caracterización del acople a escala regional.

Para analizar más en detalle las regiones caracterizadas por un control de la superficie, se aplicará el índice de sensibilidad de flujos de superficie (I_ϕ), el cual se centra, como se mencionó anteriormente, en la rama terrestre del ciclo hidrológico. En la Figura 4.14 se pueden apreciar las características principales de los índices I_{LHF} y I_{SHF} (donde LHF y SHF denotan los flujos de calor latente y sensible respectivamente) para el verano (DEF), y para los espesores 0-10cm y 0-100cm, en base a las simulaciones diarias del GLDAS-1.

Las regiones de valores máximos positivos del índice I_{LHF} (Figura 4.14 a y b) concuerdan con los observados en λ_{evap} . Pero a su vez, muestra ciertos

aspectos interesantes, que complementan los resultados encontrados en base a λ_{evap} (Figura 4.8 b). Entre los cuales se puede mencionar por ejemplo, los valores negativos de I_{LHF} en la región de SACZ, los cuales indicarían que θ no estaría modulando las variaciones de los LHF, lo que concuerda también con las relaciones obtenidas entre la ET y T2m basados en el GLDAS-2 (v2), corroborando en cierta forma que el control en esta región depende de la atmósfera. Una característica que se observa principalmente en los valores negativos de I_{LHF} es una disminución en la correlación (dejando de ser significativa) entre θ y LHF, al aumentar la profundidad del espesor del suelo. A su vez el índice I_{SHF} (Figura 4.14 c y d) muestra en general valores negativos máximos en las regiones de Argentina-central y SESA-Oeste y valores bajos o no significativos en SACZ, ratificando los resultados encontrados con λ_{T2m} (Figura 4.9 b). Pero también se observan ciertas diferencias entre ambos, principalmente en las regiones tropicales.

En las regiones de SESA-Oeste y Argentina-central, ambos términos de I_ϕ (S_θ y β_ϕ) son importantes, lo cual está en acuerdo con los resultados mostrados por Dirmeyer (2011) utilizando distintos conjuntos de datos. Se observa una magnitud similar o levemente mayor en los valores de I_{LHF} calculados con el GLDAS-1, respecto a lo mostrado por Dirmeyer (2011). El análisis efectuado en esta Tesis complementa el trabajo este autor, dado que aquél no analiza ni los cambios en profundidad de I_{LHF} para el verano austral, ni el comportamiento de I_{SHF} .

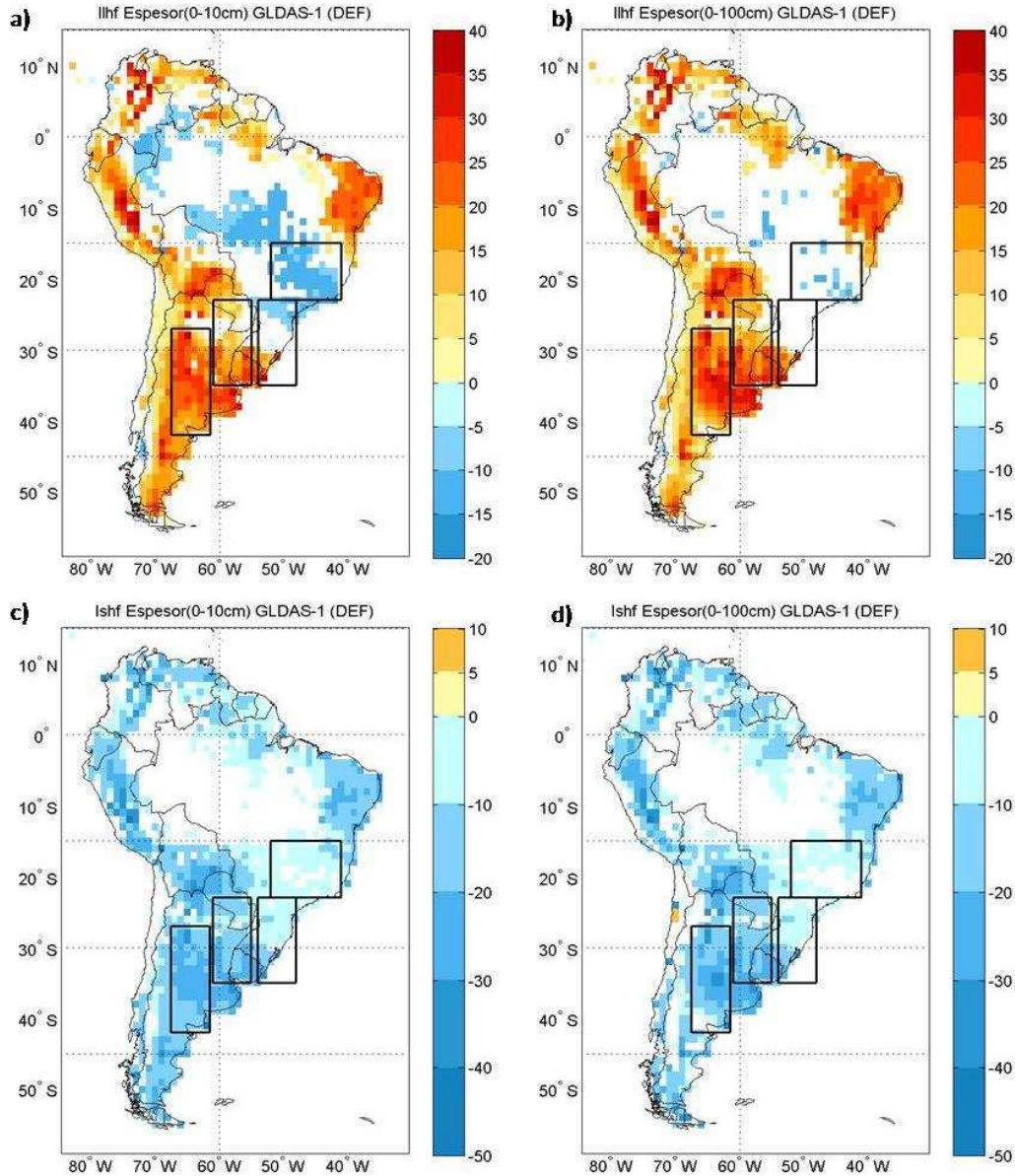


Figura 4.14. Índice de sensibilidad I_{LHF} (Wm^{-2}) para los espesores a) 0-10cm y b) 0-100cm, e I_{SHF} (Wm^{-2}) para los espesores c) 0-10cm y d) 0-100cm. Puntos de retícula sombreados, indican correlación significativa Θ y ϕ ($p=0.01$). Período de verano (DEF), 2001-2013. En base a las simulaciones diarias del GLDAS-1

El autor también concluye que los “hot spots” hallados con este índice presentan regiones geográficas similares a las encontradas con otras metodologías (e.g. GLACE). Igualmente, esta última conclusión no puede verificarse para el verano

austral, dado que GLACE se centró en el verano boreal. Coincidiendo también con regiones en las cuales una inicialización más realista de las condiciones del suelo tienen el potencial de mejorar los pronósticos en escalas de tiempo intraestacionales y estacionales (Koster et al. 2011; Dirmeyer, 2011). A pesar de las diferencias entre GLDAS-1 y GLDAS-2 (v2), y de las escalas temporales y períodos analizados, es importante destacar la gran concordancia entre el parámetro de acople λ y el índice I_ϕ respecto a las regiones en las cuales las anomalías de θ ejercen un control sobre la ET/LHF y, T2m/ SHF. Sin embargo, tanto el parámetro λ como el índice I_ϕ ofrecen análisis aislado del segmento terrestre del acople suelo-atmósfera y no ofrecen un diagnóstico sobre el grado de perturbación de los flujos sobre las capas bajas de la atmósfera, la capa límite planetaria, la nubosidad ni sobre la precipitación (Dirmeyer, 2011). Es por eso que se analizó el parámetro λ_p para obtener una primera aproximación sobre el potencial impacto de las anomalías de θ sobre la precipitación. Pero, resulta evidente, que son necesarios más diagnósticos y/o experimentos para comprender mejor los mecanismos físicos que relacionan los flujos de la superficie con la atmósfera.

4.5. Diagnóstico y aplicación del parámetro de Acople en un sistema de pronóstico estacional

Como se mencionó previamente, una de las motivaciones para analizar el estado, la variabilidad de la Θ y los mecanismos de acople entre la superficie y la atmósfera es el potencial que puede tener para extender la predictibilidad en escalas mayores a las 2 semanas. Más aún, muchos autores indican la necesidad de una adecuada representación de todas las componentes del sistema climático, en particular de las condiciones iniciales de Θ y la representación de la vegetación, que evolucionan más lentamente en el tiempo, por lo cual son fundamentales para mejorar los pronósticos en escalas sub-estacionales y mayores en ciertas regiones (Doblas-Reyes et. al. 2013, entre otros). En este sentido, es de interés emplear un sistema de pronóstico estacional, para poder indagar en las características de sus condiciones iniciales, de cómo representa Θ , su persistencia y su co-variabilidad con otras componentes del ciclo hidrológico como paso básico para evaluar la posibilidad de extender la predictibilidad en base al acople suelo-atmósfera.

Este análisis puede servir como base para el desarrollo de herramientas que permitan mejorar los pronósticos en escalas largas de tiempo (> semanas), donde valores altos y significativos de la intensidad del acople puedan ser usados para anticipar condiciones de mayores/menores anomalías de precipitación, dadas ciertas condiciones anómalas de Θ del mes previo.

Para este análisis se utilizará la segunda versión del NCEP Climate Forecast System (CFSv2, Saha et al. 2014) que es una versión del sistema de pronóstico mejorada en casi todos los aspectos relacionados con el sistema de asimilación de datos y con las componentes de pronóstico del modelo. El CFSv2 utiliza como condición inicial un reanálisis acoplado denominado Climate Forecast System Reanalysis (CFSR, 1979-2010), para desarrollar una serie de pronósticos retrospectivos (denominado reforecast o hindcast en la literatura) sobre un período de 29 años (1982-2010) como detallan los autores. El CFSR utiliza las

simulaciones del GLDAS-1 como análisis de las condiciones del suelo, las cuales son asimiladas diariamente (00z) por este sistema de reanálisis. Por otro lado, es importante mencionar que tanto el CFSR como el CFSv2 utilizan el modelo de suelo NOAH y los parámetros de suelo, vegetación topografía, etc. (ver Peters-Lidard et al, 2007), son los mismos que los utilizados en GLDAS. Si bien la resolución horizontal original del CFSR es de 38 km, la resolución espacial de estos datos, como fue utilizada aquí, es de 1.91° latitud x 1.875° longitud.

Como se detalla en Dirmeyer (2013) y en Saha et al. (2014), los pronósticos estacionales se inicializan a las 00z, 06z, 12z y a las 18z desde el 1 de enero de cada año, y cada 5 días a partir de esta fecha, comenzando en 1982, y en forma continuada hasta un plazo de 9 meses. De estos pronósticos a 9 meses, se obtiene para cada mes, los valores medios mensuales promediados a partir de 24 miembros del ensamble, de una cantidad limitada de variables. Cada pronóstico genera 10 medias mensuales correspondientes a cada uno de los meses que cubre. El primer valor medio mensual se denomina pronóstico “mes-0” o “lead-0”, el cual incluye miembros del ensamble que fueron inicializados desde entre 19-24 días antes de que empiece ese “mes-0” hasta 3-7 días después. De esta manera, el mes-0 de pronóstico incluye una combinación de escalas temporales de variabilidad hasta algunas condiciones iniciales de algunos de los miembros.

A modo de ejemplo de esta configuración del CFSv2, en la Figura 4.15 se muestra como sería el pronóstico correspondiente al mes de enero, de un año en particular. Como se puede apreciar en esta figura, la inicialización de los distintos miembros del ensamble de pronósticos comienza el 12 de diciembre a las 00z y culmina el 6 de enero a las 18z. Con lo cual los pronósticos correspondientes al mes 0, serán el valor medio de una dada variable sobre todo el mes de enero, que para algunos miembros tendrá menos de 31 días, promediado también sobre los distintos miembros del ensamble.

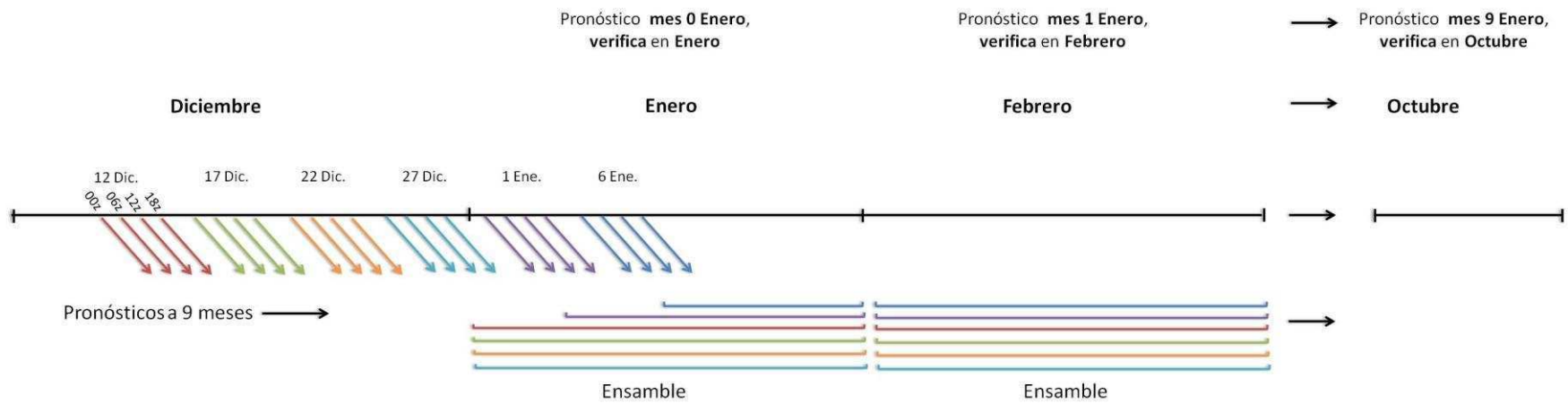


Figura 4.15. Esquema de la configuración de la inicialización de un ensemble de pronósticos (a 9 meses) del CFSv2, correspondiente al mes de enero para un año en particular

Para realizar una comparación entre los distintos conjuntos de datos, se interpolaron las retículas del CFSv2 ($\sim 0.90^\circ$ latitud x 0.93° longitud) y del GLDAS-(v2) a la retícula del CFSR. Se analizará únicamente la media de los miembros del ensamble de θ , del espesor de suelo 0-200cm del CFSv2.

Para obtener una primera aproximación al grado de incertidumbre asociado a las condiciones iniciales del CFSv2, en la Figura 4.16 se muestran las diferencias entre el CFSR y el GLDAS-2 (v2) de los campos medios y de variabilidad de θ (0-200cm), para el período 1982-2008. Los valores medios de θ del CFSR son más bajos (secos) en la región central del continente (20-60%) y mas húmedos al sur de 40°S aproximadamente (20-40%), y levemente mas húmedos en el Amazonas (0-20%). La variabilidad de θ (CFSR) es en general mayor, y en particular llega a ser mayor en un 80-100%, relativamente al GLDAS-2 (v2), en las regiones de SESA-Este, SACZ y en el extremo noroeste del continente.

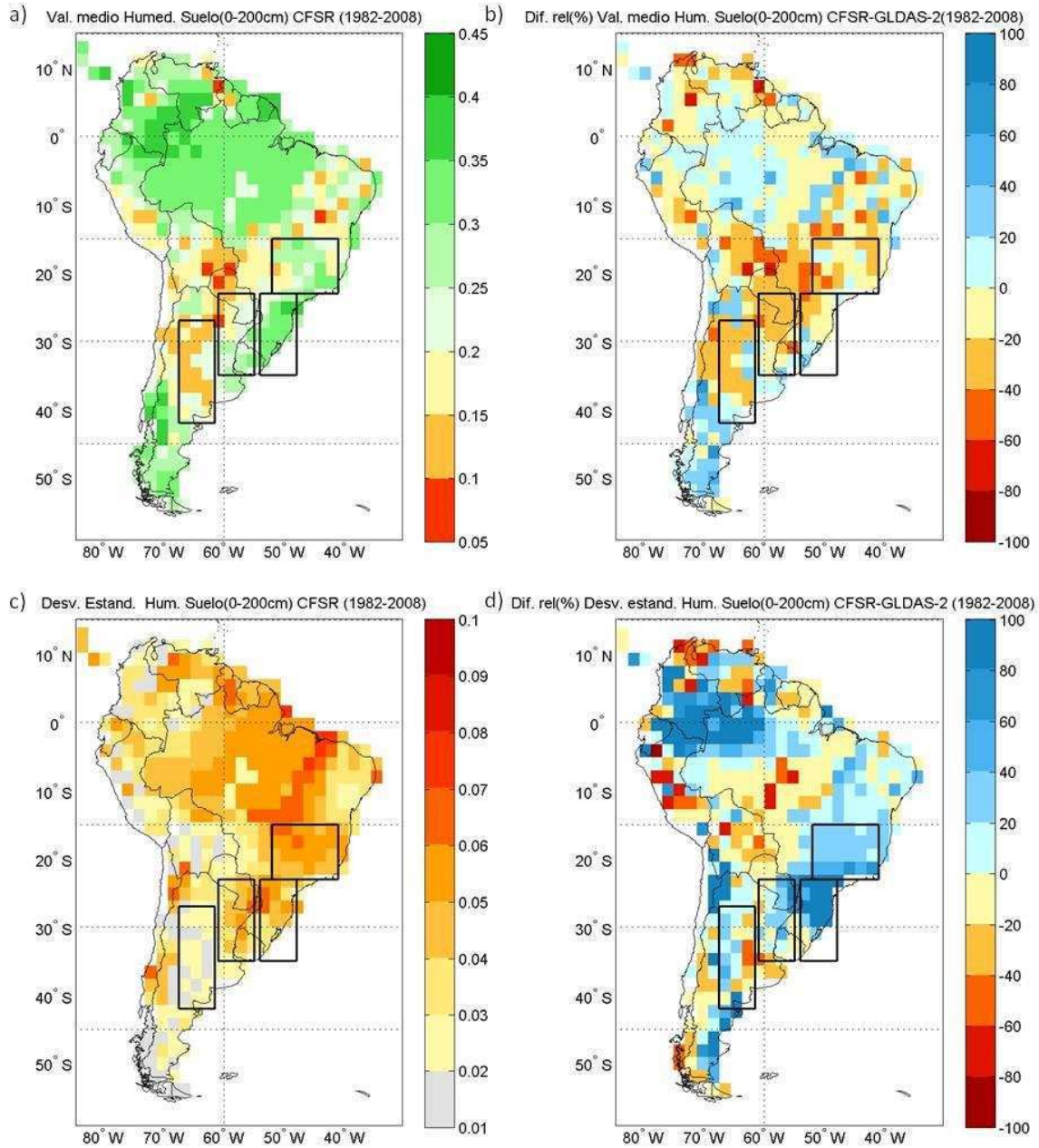


Figura 4.16. a) Valor medio de Θ_{vol} (0-200cm) del CFSR; b) diferencia relativa (%) respecto al GLDAS-2 (v2); c) desvío estándar de Θ_{vol} (0-200cm) del CFSR y d) diferencia relativa respecto al GLDAS-2 (v2). Período 1982-2008.

Este comportamiento puede estar relacionado por un lado con la asimilación de los datos del GLDAS-1, que mostraban importantes diferencias (más seco y con mayor variabilidad, ver Anexo A) respecto al GLDAS-2 (v2), en particular al

considerar el espesor (0-200cm). También, esto podría estar relacionado con las diferencias observadas en la precipitación del CFSR respecto al GLDAS-2 (v2), tal como se nota en la Figura 4.17. A su vez, en la variabilidad de las anomalías de la precipitación y de Θ , calculadas en este caso restando solamente el mes climatológico, también se encontraron valores más altos en el CFSR (no se muestran).

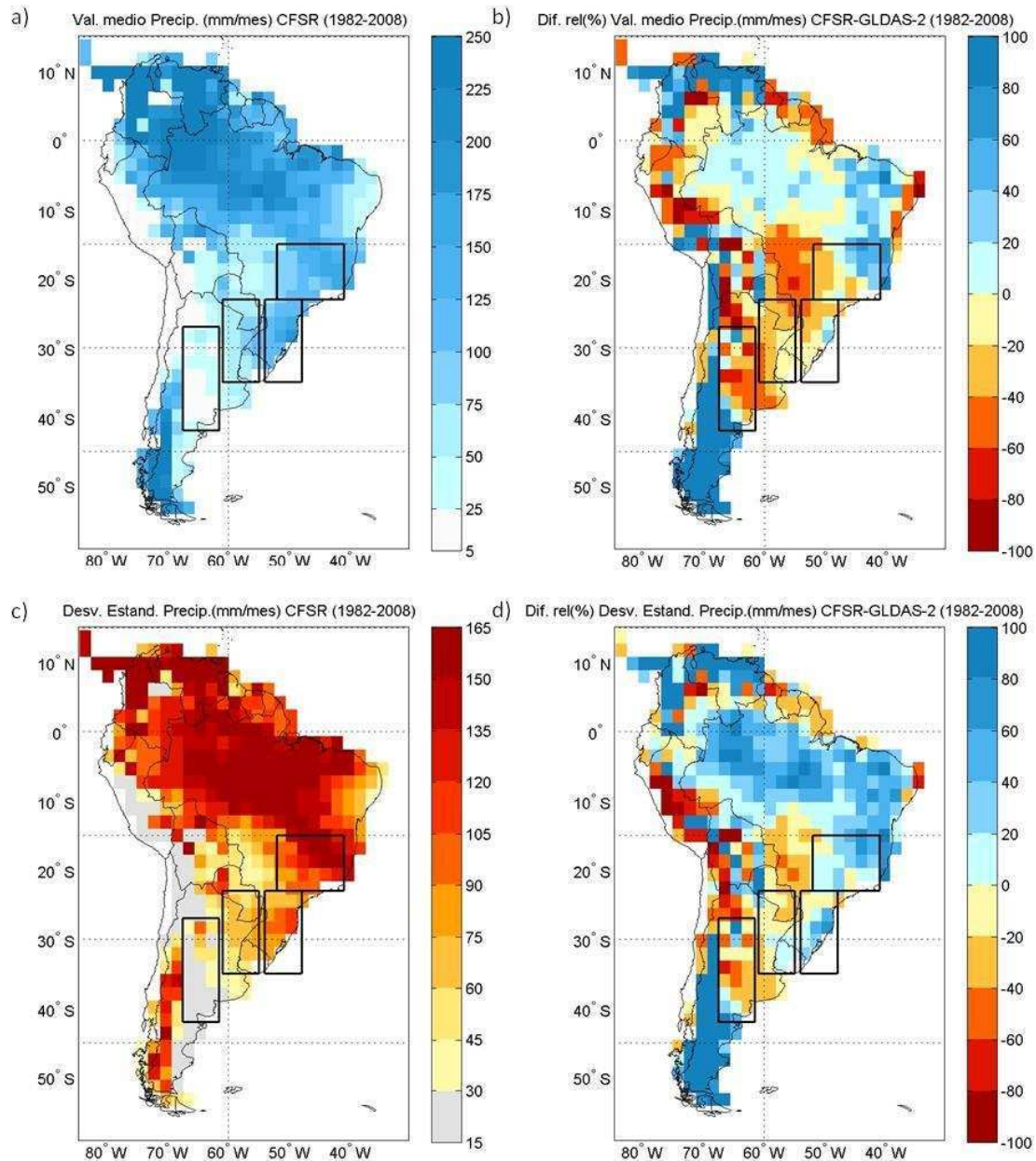


Figura 4.17. Ídem Figura 4.16 para la precipitación del CFSR (mm/día)

En la Figura 4.18 se muestran las series temporales de Θ del CFSR, promediadas sobre las cuatro regiones anteriormente analizadas. Además de los menores valores medios del CFSR respecto al GLDAS-2 (v2), son evidentes algunos períodos en los cuales ambas series muestran una mayor coincidencia. Pero, este mejor acuerdo que se observa sobre las cuatro regiones, se da previo a un cambio importante en la Θ del CFSR. Una primera explicación de esto podría estar relacionada con el hecho de que el CFSR se ejecutó a partir 6 simulaciones (streams) de análisis generados en forma simultánea, los cuales comprenden los siguientes períodos: Dic 1978 -31 Dic 1986, Nov 1985 - Dic 1989, Ene 1989-Dic 1994, Ene 1994-Ene 1999, Abr 1998-Mar 2005 y Abr 2004-Dic 2009. Pero a pesar

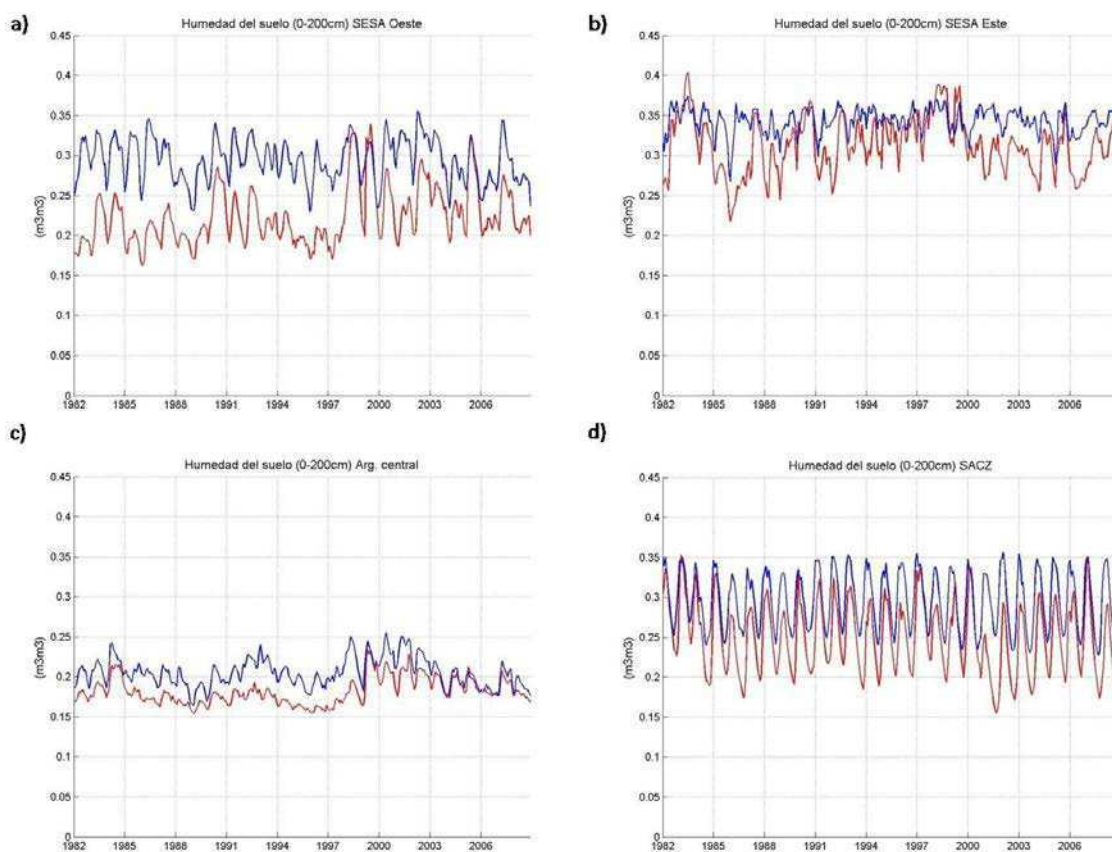


Figura 4.18. Series temporales de Θ_{vol} (0-200cm) promediadas sobre las regiones de a) SESA-Oeste; b) SESA-Este; c) Argentina-central y d) SACZ del CFSR (línea roja) y GLDAS-2 (v2, línea azul). Período 1982-2008.

de que se realizó un “spin-up” de 12 meses previo entre los distintos streams, se pueden observar discontinuidades en las subcomponentes con mayor persistencia del sistema (Saha et al. 2010).

Este análisis preliminar muestra considerables diferencias entre los valores medios y variabilidad de Θ entre el CFSR y el GLDAS-2 (v2), lo cual pone en evidencia una fuente de incertidumbre en las condiciones iniciales de Θ , utilizadas en el sistema de los pronósticos estacionales del CFSv2.

Para caracterizar y cuantificar en cierta forma los errores de los pronósticos del CFSv2, se calcularon las métricas de BIAS y RMSEdB (definidas en el Cap. 2), respecto al GLDAS-2 (v2). Es decir que se calculó

$$BIAS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Verano \ \theta_{pronostico \ lead \ 1} - Verano \ \theta_{GLDAS_2(v2)}) \quad Ec. 4.6$$

Para obtener el error correspondiente a la estación de verano, se calculó el promedio de cada métrica, para los distintos plazos de pronóstico, que verificaran sobre los meses de diciembre, enero y febrero (Dirmeyer, 2013). Es decir, se calculó el promedio para cada año de los pronósticos lead 1 los cuales verifican en los meses de verano, y eso fue comparado con el correspondiente valor medio de GLDAS-2 (v2) de ese verano, y así sucesivamente para los distintos leads de pronóstico.

En la Figura 4.19 se muestran el BIAS (errores sistemáticos) y RMSEdB (errores no sistemáticos) de los pronósticos lead 0, lead 1 y lead 7 de Θ del CFSv2, respecto al GLDAS-2 (v2). Al comparar al CFSv2 respecto al GLDAS-2 (v2) se pretende evaluar únicamente la representatividad de los pronósticos respecto a las condiciones de θ , y no el “model drift” o lo que se apartan los pronósticos de la condición inicial del modelo. El BIAS muestra patrones espaciales similares a las diferencias medias observadas entre el CFSR y el GLDAS-2 (v2). En algunas regiones se observa una disminución del BIAS, al comparar por ejemplo los pronósticos del lead 7 respecto a los pronósticos lead 0.

Esto se observa en particular en el centro del continente. En cambio, en otras regiones (e.g. Argentina-central y en Patagonia) el BIAS pareciera ser similar para los tres plazos analizados, lo cual indica que estas regiones presentan pocos cambios en el comportamiento de θ , respecto al GLDAS-2 (v2). Esto permite suponer que una inicialización muy distinta en estas regiones, mantendrá las diferencias iniciales para diferentes plazos de pronóstico de θ .

Los errores no sistemáticos (RMSEdB), son de un orden de magnitud menor al BIAS, y también muestran un comportamiento diferencial en relación a ubicación geográfica. Por ejemplo para la región de SACZ, el lead 7 muestra errores menores al lead 1 y al lead 0, mientras que en SESA-Oeste se observa lo contrario. En Dirmeyer (2013) se muestra también que la precipitación de verano (austral) del CFSR tiene un BIAS seco (negativo) sobre el centro del continente, y en el norte del mismo uno húmedo (positivo). Los pronósticos de precipitación del CFSv2 muestran en la región del Amazonas un fuerte BIAS seco (6 mm/día), menos intenso en la región de Argentina (1 mm/día), y uno húmedo en el noreste de Brasil.

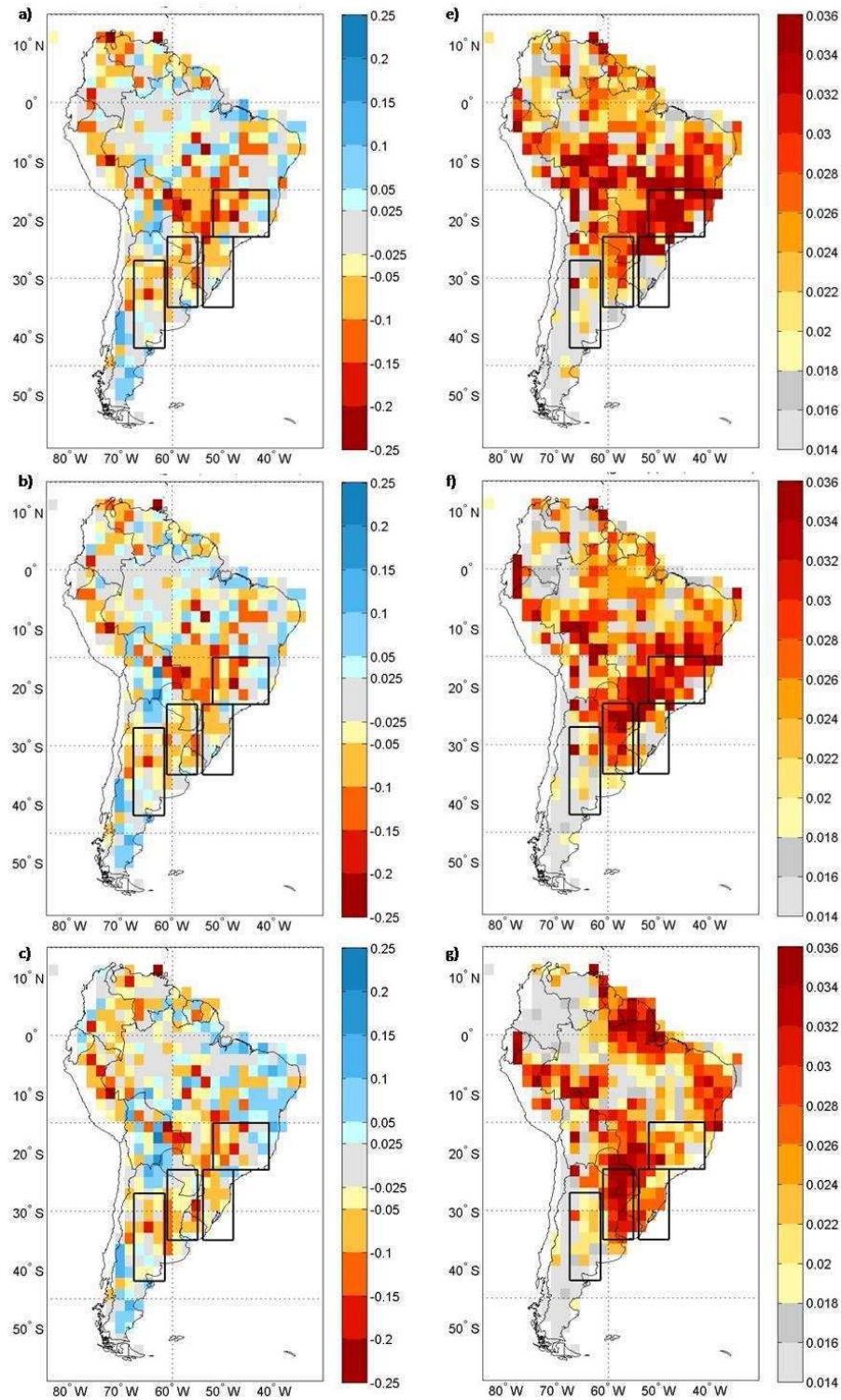


Figura 4.19. BIAS (a-c) y RMSEdB (d-f) de θ_{vol} (m^3/m^3) de los pronósticos del CFSv2 verificando para el verano (valor medio DEF) respecto al GLDAS-2 (v2). Plazos de pronóstico: lead 0 a) y d), lead 1 b) y f) y lead 7 c) y g). Período 1982-2008.

Si bien el autor analiza solamente θ del espesor de suelo 10-40cm, encuentra que, relativamente al reanálisis CFSR, el CFSv2 muestra en la región central de Sudamérica un BIAS húmedo que se incrementa con el plazo de pronóstico. Respecto al GLDAS-2 (v2) el BIAS del CFSv2, que comienza siendo seco, disminuye con el plazo de pronóstico, mostrando valores más cercanos al GLDAS-2 (v2). Este resultado es coherente con el comportamiento respecto al CFSR, debido a que el GLDAS-2 (v2) es más húmedo que el CFSR.

En base a estos resultados, uno se podría plantear ¿es posible que estas condiciones iniciales más secas del CFSv2 estén condicionando los pronósticos estacionales? Para avanzar sobre esta hipótesis, es necesario estimar la representación que el CFSv2 hace de algunos procesos físicos básicos relevantes para este problema, como la persistencia de las anomalías de θ y el grado de acople entre las anomalías de θ y las de precipitación. Se analizará en particular la persistencia de las anomalías de θ para los distintos leads de pronóstico del CFSv2, sobre las regiones de SESA-Este y Oeste, SACZ y Argentina central.

Antes de avanzar en las características de los pronósticos del CFSv2, y como se utilizarán las anomalías de θ , es necesario mencionar cómo se calcularon las mismas. Si bien se removi6 también el mes climatológico para generar las anomalías, el mes climatológico se tomó respecto al plazo de pronóstico correspondiente. Es decir, para un pronóstico a 3 meses, que verifica en el mes de **diciembre** se le restó el promedio de todos los pronósticos a 3 meses, del período 1982-2008, los cuales verifican en el mes de **diciembre**. Esta forma de calcular las anomalías evita que se “penalice” al modelo, ya que en principio se filtran sus errores sistemáticos (ver Becker et al. 2013), que como se mostró previamente pueden ser importantes.

En la Figura 4.20 se muestra la persistencia de las anomalías de θ para los distintos leads, como la correlación entre el lead 0 y los leads de 1 a 9 meses. En general los valores máximos de correlación se observan entre los meses de abril y agosto/septiembre, lo que en SACZ está asociado con la época de menor precipitación. La región de SESA-Este presenta características distintas respecto a

las otras regiones, ya que muestra valores más altos de correlación en la época cálida. La región de Argentina-central es, sin duda, la que mayor persistencia presenta, y es interesante los valores de $r > 0.9$ que muestra para octubre en leads mayores a 5 meses. Esta característica se relaciona directamente con el poco cambio en el BIAS observado sobre esta región. Para los veranos se observan correlaciones significativas de $r = 0.4$ hasta los 2-3 meses.

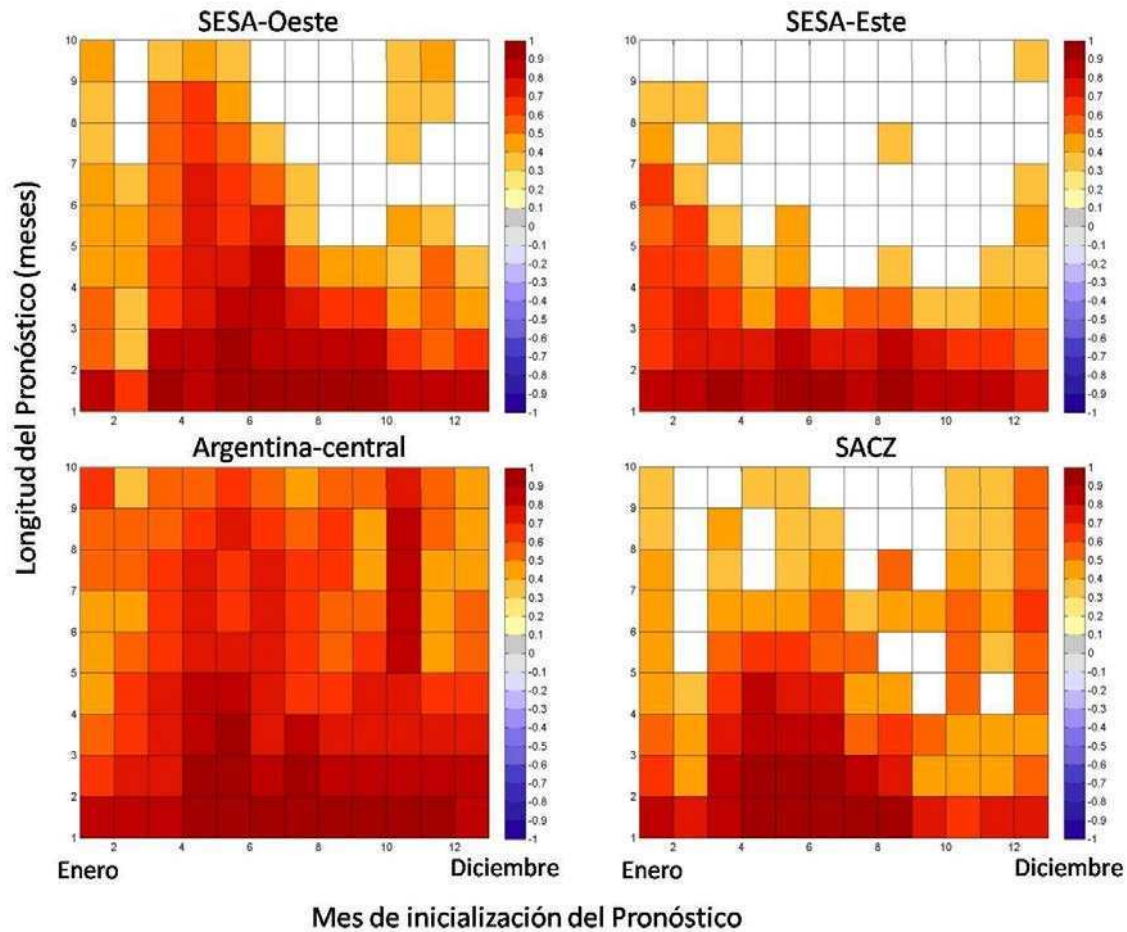


Figura 4.20. Persistencia (Correlación lead 0 vs. lead 1 a 9) de las anomalías de Θ pronosticadas por el CFSv2 para SESA Oeste, SESA-Este, Argentina-central y SACZ. Mes de inicialización (en las abscisas) y longitud del pronóstico (eje de ordenadas). Valores sombreados significativos $p=0.10$.

Este mismo análisis se repitió para el CFSR y el GLDAS-2 (v2), el cual se muestra en la Figura 4.21. A partir de esta comparación, es interesante notar que la memoria de las anomalías de Θ pronosticadas por el CFSv2, muestran mayores similitudes con GLDAS-2v2 que con el CFSR. Otra característica a destacar es que tanto el CFSR como el CFSv2 poseen mayor persistencia que la mostrada por el GLDAS-2 (v2). Dependiendo del grado de acople entre el suelo y la atmósfera, esta última característica puede representar una fuente de incertidumbre importante, ya que como se observó, el sistema de pronóstico parte de condiciones iniciales considerablemente distintas al GLDAS-2 (v2).

Teniendo esto presente, se calculará el parámetro de acople λ_p sobre el CFSv2, el CFSR y el GLDAS-2 (v2) para los veranos del período 1982-2008. En el caso del CFSR, el cálculo se realizó de manera análoga al aplicado sobre el GLDAS-2 (v2). En el caso del CFSv2 al ser un sistema de pronóstico, se buscó estimar el grado de influencia de las condiciones de un plazo de pronóstico “inicial” de Θ sobre las condiciones posteriores de ese pronóstico de precipitación y de Θ , esto aplicado sobre todos los pronósticos, de forma tal de poder calcular el parámetro de acople. En este sentido, el λ_p se construyó utilizando los plazos de pronóstico consecutivos del lead 0 y lead 1 que verifiquen en los meses de verano. En la Tabla 4.1 se muestran los datos Θ y de la precipitación en cada uno de los pronósticos, donde en particular se utilizaron los pronósticos lead 0 de Θ , correspondientes a noviembre (inicializado entre octubre y noviembre), diciembre y enero, y el tiempo posterior con los pronósticos lead 1 de precipitación y Θ inicializados también en noviembre, diciembre y enero.

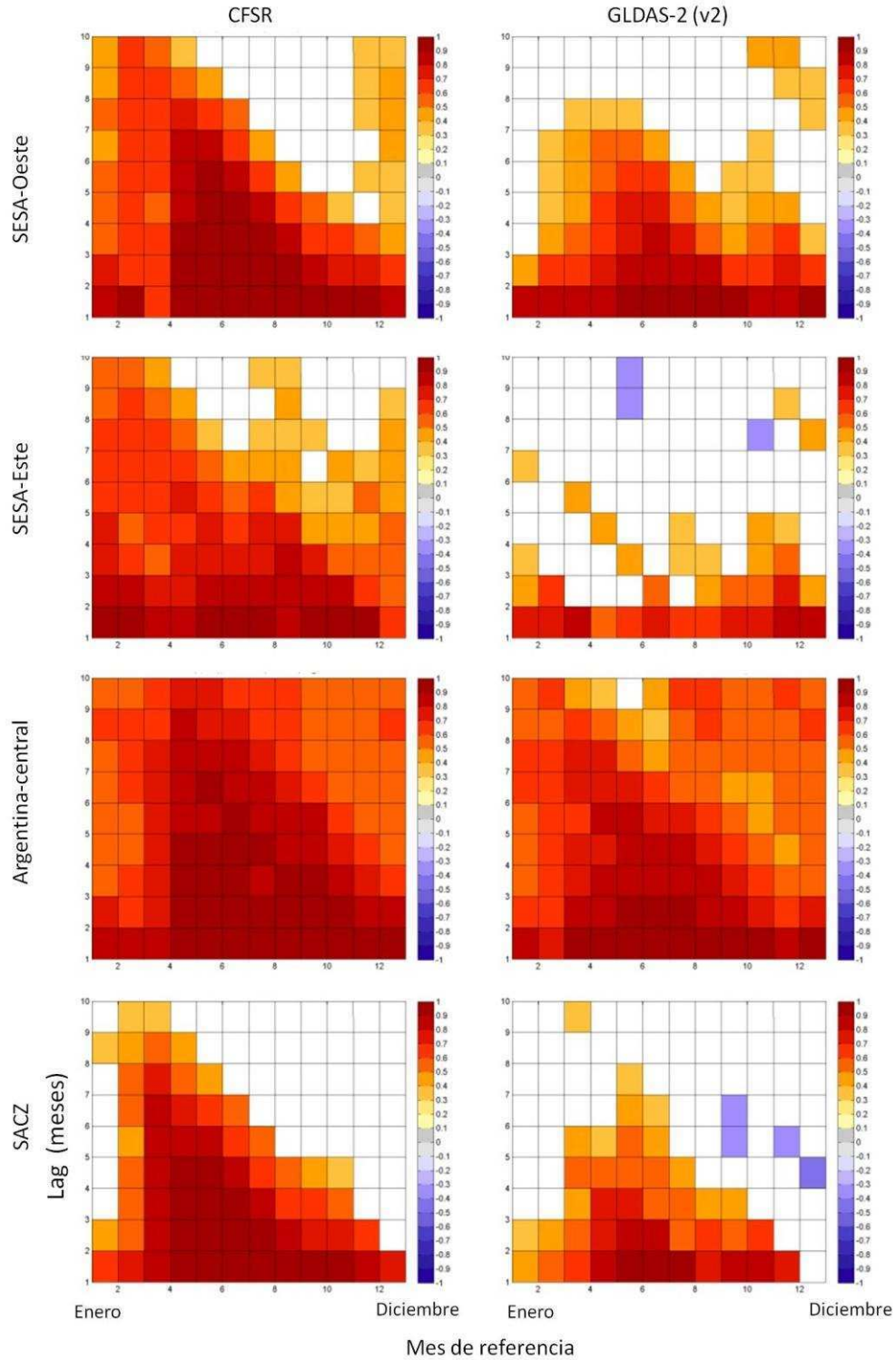


Figura 4.21. Persistencia de las anomalías de θ para los distintos meses del año del CFSR y del GLDAS-2 (v2)

Verano	Plazo de Pronóstico	N° de Pronóstico		
1982-83	Lead 0 Lead 1	Pronóstico 1 θ (Noviembre) P, θ (Diciembre)	Pronóstico 2 θ (Diciembre) P, θ (Enero)	Pronóstico 3 θ (Enero) P, θ (Febrero)
$\vdots$		$\vdots$	$\vdots$	$\vdots$
2007-08	Lead 0 Lead 1	Pronóstico N-2 θ (Noviembre) P, θ (Diciembre)	Pronóstico N-1 θ (Diciembre) P, θ (Enero)	Pronóstico N θ (Enero) P, θ (Febrero)

Tabla 4.1 Características de cómo se construyo el λ_p para el CFSv2, donde N denota la cantidad total de pronósticos utilizados

Luego, se calculó el parámetro de acople para el CFSv2, como se muestra a continuación

$$\lambda_p = \frac{\text{Cov}(\theta(\text{lead } 0), P(\text{lead } 1))}{\text{Cov}(\theta(\text{lead } 0), \theta(\text{lead } 1))}$$

$$= \frac{\left(\frac{1}{n-1}\right) \sum ((\theta_{\text{lead } 0} - \bar{\theta}_{\text{lead } 0})(P_{\text{lead } 1} - \bar{P}_{\text{lead } 1}))}{\left(\frac{1}{n-1}\right) \sum ((\theta_{\text{lead } 0} - \bar{\theta}_{\text{lead } 0})(\theta_{\text{lead } 1} - \bar{\theta}_{\text{lead } 1}))} \quad \text{Ec. 4.7}$$

donde n es la cantidad de elementos. En la Figura 4.22, se muestran los λ_p para los 3 conjuntos de datos. Entre el CFSR y el GLDAS-2 (v2) se observan similitudes en el signo positivo λ_p en el centro del continente, donde ambos son también significativos. Pero el λ_p obtenido para el CFSv2 es muy diferente de los otros, fundamentalmente en lo que hace al predominio de valores positivos y significativos en más regiones. El mayor cambio en relación con las sub-áreas de interés se da en Argentina central y SESA-Oeste, donde se revierte el signo del acople. La mayor consistencia se da en la zona de la SACZ, donde, como se discutiera anteriormente, el control de la superficie sobre la atmósfera sería menor. Esto lleva a pensar que existen procesos fundamentalmente diferentes entre los pronósticos (acoplados) y los análisis (desacoplados) que llevarían a condiciones

opuestas en áreas más afectadas por un “control de la superficie” y también a una sobre-estimación del grado de acople.

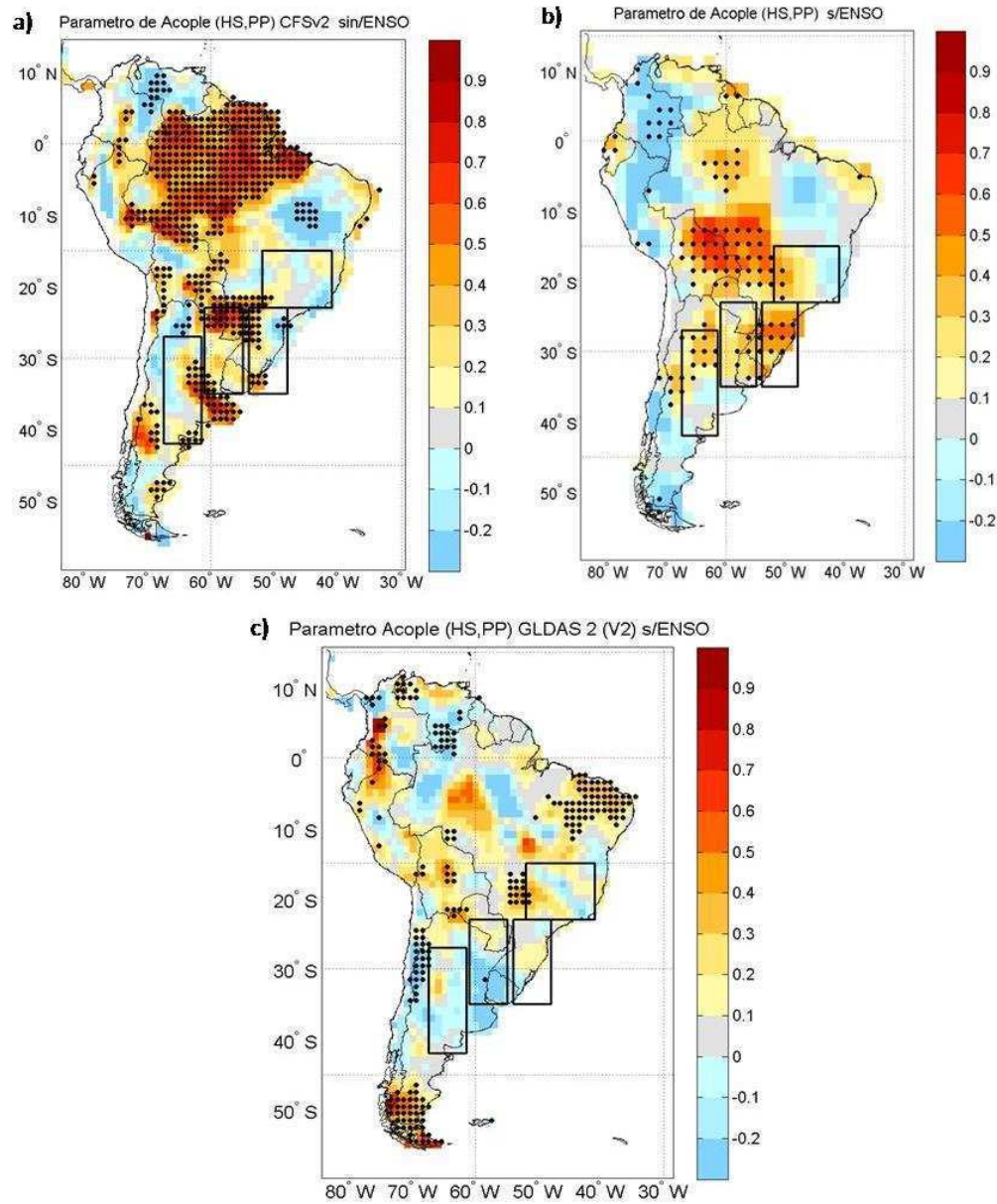


Figura 4.22. Parámetro de acople λ_p para CFSv2 a), CFSR b) y GLDAS-2 (v2), para los meses de verano (DEF, 1982-2008), sin ENSO. Significancia calculada con bootstrap (puntos negros, 90%). Espesor 0-200cm.

Este resultado sugiere que con el grado actual de desarrollo del pronóstico estacional y de calidad de la inicialización de estos pronósticos en relación al estado del suelo, estos procesos de acople estarían pobremente representados, y consecuentemente su efecto sobre la predictibilidad no sería el esperado. Si bien es posible que el resultado sea modelo dependiente (Guo et al. 2006) hay otros trabajos (Zhang et al, 2011; Dirmeyer y Tawfick, 2013; Dirmeyer, 2013) que también señalan falencias en el mismo sentido que este.

Capítulo 5

Conclusiones

Es un hecho indiscutido que nuestro conocimiento del sistema climático requiere del análisis de todas sus componentes. Excelentes revisiones de cómo ha evolucionado este conocimiento nos indican que se ha basado no sólo en una mayor diversidad y calidad de observaciones sino también en el desarrollo de modelos mucho más complejos, capaces de representar la atmósfera y sus interacciones con el océano, la superficie terrestre, los hielos e inclusive la biota. Es así, como nos encontramos frente a una situación en que los modelos producen más información sobre el sistema climático que la cantidad de datos in-situ o remotos que hay para validarlos. Esto es particularmente así cuando el interés está centrado en las variables de superficie (tanto sobre el océano como sobre los continentes) cuyo monitoreo es mucho más inhomogéneo.

De la mano de una comprensión integral del sistema climático, también se da la discusión de cómo las componentes con variaciones más lentas, pueden ser capaces de controlar a la atmósfera, cuya variabilidad se da en escalas temporales generalmente más rápidas. Este control tendría implicancias en la predictibilidad, extendiendo el límite clásico de dos semanas (asociado con la variabilidad atmosférica) a plazos mayores, dependiendo de las escalas temporales de variabilidad de los forzantes. El ejemplo más claro de ello está representado por el fenómeno del ENSO y sus teleconexiones con el clima en distintas áreas del globo. Del mismo modo, tal como se ha mencionado en el Capítulo 1, los estados de la superficie terrestre también modularían la atmósfera pero con un impacto probablemente más localizado. Es sobre este aspecto específico que esta Tesis se plantea una serie de cuestiones y propone abordarlas a partir de diversas fuentes de información disponible.

La cuestión más fundamental que se plantea aquí, es la necesidad de documentar cómo es la variabilidad del estado de la superficie en términos climatológicos. Si bien existen trabajos previos donde se ha discutido el acople entre la superficie y la atmósfera sobre Sudamérica, se consideró que era necesario también comprender de manera más profunda la climatología de una variable clásica para describir el estado del suelo, como es la humedad del suelo. Esta variable, ampliamente utilizada en el campo de la Agronomía, no se encontraba suficientemente descripta en los términos necesarios para realizar un estudio a escala continental, como aquí se propone. En este punto es donde esta Tesis parte de una hipótesis básica, y es que los modelos de superficie forzados por datos observacionales del estado de la atmósfera son capaces de capturar las variaciones de la humedad del suelo en distintas profundidades. Esta es una suposición fuerte, cuya validez fue analizada en el Capítulo 2 empleando todas las fuentes de información disponibles. Más allá de eso, debe resaltarse que, en la medida que la descripción de los tipos y usos de suelo sea imperfecta, la humedad del suelo tal como se obtiene de los modelos, tendrá limitaciones asociadas con nuestro conocimiento incompleto de la física del balance de agua en el suelo (plasmadas en las ecuaciones de los modelos) y de las características de la superficie, las que a su vez, pueden variar con la época del año (por ejemplo, en zonas donde se realizan cultivos). A pesar de estas limitaciones, se ha considerado que la caracterización de la variabilidad de la humedad del suelo con los datos o proxy datos disponibles, es un paso fundamental para poder comprender los posibles mecanismos de acople entre la superficie y la atmósfera, y distinguir en qué escalas y regiones pueden ser más significativos.

El Capítulo 2 arroja resultados interesantes en relación con la representatividad del conjunto de datos del GLDAS en sus diferentes versiones. En términos generales se observó que el GLDAS-2 (v2) ofrece mayor robustez para caracterizaciones de largo plazo a partir del uso de medias mensuales, en tanto que el GLDAS 1 puede ser utilizado para estudios en los cuales sea necesario el empleo de datos diarios sobre períodos de tiempo acotados, debido a que los datos que fuerzan a este sistema de

asimilación son modificados y consecuentemente, las estadísticas que de ellos se deriven pueden estar afectadas por causas que no son físicas.

Basados en estas evaluaciones, se utilizaron las simulaciones del GLDAS-2 (v2) y el GLDAS-1, para estudiar y documentar la variabilidad temporal y espacial de la humedad del suelo sobre Sudamérica, lo cual conforma la primera contribución original de esta Tesis. En esta caracterización, se buscó determinar regiones en la cuales el ciclo anual de la humedad del suelo fuera importante, luego donde lo fueran las anomalías, separando en variabilidades de baja y alta frecuencia respecto al ciclo anual, y por último determinar regiones homogéneas respecto a su variabilidad temporal en las distintas bandas de variabilidad. Además se propuso identificar los períodos de variabilidad con mayor energía y documentar las diferencias al considerar distintos espesores de suelo. En gran parte de este análisis, se hizo foco en regiones que mostraron cierta homogeneidad en su comportamiento, las cuales concuerdan con muchos estudios previos basados en el análisis de la precipitación y/o la circulación atmosférica y que además constituyen áreas de interés para diversas aplicaciones. Esas regiones son SACZ, SESA (Oeste y Este) y Argentina Central. Si bien el Capítulo 3 discute resultados a nivel continental, cabe señalar aquí los resultados más importantes se obtuvieron en las zonas antes mencionadas.

Se observaron regiones en las cuales el ciclo anual de la humedad del suelo era importante, principalmente en zonas caracterizadas por una marcada estación seca y lluviosa, como es la región de la SACZ. Al remover el ciclo anual, se observó que en ciertas regiones, un alto porcentaje de la variabilidad total (e.g. SESA y Argentina central) es explicada por otros ciclos de variabilidad no asociadas al ciclo anual. En base a una metodología de regionalización objetiva, se observó que las anomalías muestran dos grandes regiones homogéneas, respecto a su variabilidad temporal. La primera de estas mostró más varianza explicada por una estructura dipolar entre una región al sur de 23°S incluyendo Argentina-central y partes de las regiones de SESA, y una región más pequeña ubicada en SACZ. La segunda región estaba caracterizada por un monopolio, ubicado al norte de las regiones de SESA, y en gran parte de SACZ.

Se aplicaron filtros armónicos, para analizar separadamente la variabilidad en períodos mayores y menores al año. Se encontró que la variabilidad de baja frecuencia de las anomalías de humedad del suelo era de gran importancia, con porcentajes de varianza explicada mayores al 70% (respecto a las anomalías), sobre gran parte del dominio, incrementándose la misma en los espesores más profundos del suelo. En este sentido, y en base al análisis de distintos espesores y metodologías, se encontraron ciclos significativos de 17, 8 y 5 años en la región de Argentina-central, de 8, 4, 2, 1.3 años en SESA-Oeste, y ciclos de entre 4 y 2 años en SESA-Este y SACZ. Las regiones homogéneas asociadas a variabilidades de baja frecuencia mostraron patrones espaciales muy similares a los observados en las anomalías. Este es un resultado relevante a la luz de documentar la existencia de ciclos de baja frecuencia en el sistema climático.

Las variabilidades menores al ciclo anual mostraron ciclos significativos entre los 0.8, 0.5, 0.3 años en Argentina-central, entre 0.7 y 0.25 años en SESA-Oeste, entre 0.6 y 0.3 años en la región de SESA-Este y entre 0.79 y 0.21 años en SACZ. Mientras que los patrones espaciales asociados a variabilidades de alta frecuencia, respecto al ciclo estacional, mostraron una región homogénea en SACZ, seguido por un patrón dipolar entre SESA y SACZ explicando menor varianza.

Para poder ir más al detalle en lo que refiere a variabilidades en escalas intra-estacionales, se complementó el estudio empleando datos diarios. Con ellos se observó que la variabilidad de alta frecuencia también resultó ser significativa, en particular para el espesor superficial. Sobre las cuatro regiones analizadas, se observaron ciclos significativos en escalas intra-estacionales, desde los 80-70 días hasta los 6-8 días. Se observaron también patrones espaciales en las anomalías intra-estacionales, con regiones homogéneas similares a las observadas en las anomalías filtradas de los datos mensuales.

Todos los análisis previos muestran que el patrón espacial dominante en la variabilidad de la humedad del suelo fuera de las áreas tropicales es, a grandes rasgos, dipolar (SESA/SACZ) lo cual está en consonancia con lo documentado en muchas investigaciones centrados en variables atmosféricas y

particularmente en la precipitación y la convección. Este resultado es particularmente destacable si se considera que el presente estudio de anomalías respecto del ciclo anual no está separado por estaciones, sino que representa todo el año.

El análisis de wavelets mostró que los picos de energía no son constantes durante todo el período de estudio, y que están relacionados principalmente con la variabilidad de la precipitación. Si bien se observó una relación directa en los máximos de energía observados en la precipitación y en la humedad del suelo, coincidentes en la región de SESA-Oeste probablemente con dos eventos ENSO intensos 1987-88 y 1997-98, la humedad del suelo mostró características distintas respecto a la duración temporal de los máximos y a su intensidad, y también casos en los cuales había máximos no tan evidentes en la precipitación. Esto puso en evidencia los distintos procesos físicos que actúan en el suelo y que modifican la señal de la precipitación. Al analizar las tendencias de la humedad del suelo y de la precipitación sobre el período 1980-2008, se arribó a una conclusión similar: se observaron tendencias negativas y significativas de la humedad del suelo principalmente en la región de SESA-Oeste y en otras regiones cercanas, intensificándose con la profundidad del suelo. Sin embargo, la precipitación no mostró un claro acuerdo espacial en las tendencias que fuera consistente con lo observado para la humedad del suelo.

La memoria de las anomalías de humedad del suelo para los meses de verano, mostró ser importante, estando en coincidencia con regiones donde la variabilidad en bajas frecuencias era más importante, como en Argentina-central y SESA-Oeste, en comparación con la región de la SACZ. La variabilidad de las anomalías de humedad del suelo (0-100cm) mostró ser más alta durante el verano en las regiones de transición entre climas húmedos y secos, como por ejemplo la región de SESA-Oeste y partes de Argentina-central. Estas regiones también mostraron máximos en magnitud media y variabilidad de la evapotranspiración. La ubicación de los máximos de variabilidad de la evapotranspiración coincide, a su vez con regiones de valores intermedios de humedad del suelo para los veranos. Estos resultados son consistentes con la bibliografía en cuanto a que los patrones espaciales y

temporales de distintas variables del ciclo hidrológico aquí documentados, resultan coherentes con los mecanismos físicos que las vinculan.

Habiendo descripto la variabilidad de la humedad del suelo y habiéndola asociado, cuando fue posible, con la de la precipitación, surge naturalmente la necesidad de evaluar hasta qué punto la variabilidad de la precipitación puede estar condicionada por la de la humedad del suelo. Esto es lo que en la bibliografía se ha dado en llamar acople. En esta tesis se optó por abordar este problema empleando relaciones estadísticas entre distintas variables del ciclo hidrológico (incluyendo la evapotranspiración), teniendo presente que estas relaciones estadísticas no implican causalidad. De todas maneras, resulta necesario documentar estas relaciones a escala continental, lo cual constituye la otra contribución original de esta tesis, dado que los trabajos pre-existentes toman casos de estudio, o temporadas breves para describir procesos de acople basados en la utilización de modelos climáticos, con lo cual los resultados, si bien son físicamente consistentes, están fuertemente afectados por la limitada representatividad de un caso, y/o por los errores con que los modelos atmosféricos y los de suelo representan al sistema climático.

Cabe destacar que más allá de haber utilizado técnicas estadísticas se apeló a modelos conceptuales físicos para interpretar los resultados obtenidos. Otra ventaja del tratamiento seleccionado es que permitió desagregar, al menos en una primera aproximación, los efectos remotos (asociados, por ejemplo, al ENSO) de los locales. En términos generales el Capítulo 4 analiza el acople suelo-atmósfera centrado en la estación cálida. A partir de este análisis se pudo identificar regiones en las cuales habría indicios de control del suelo sobre la atmósfera, y regiones en las cuales el control estaría impuesto por la atmósfera. Las regiones de SESA-Oeste, Argentina-central, partes de la frontera Argentina-Bolivia, y en menor medida el extremo sur del continente mostraron ser regiones donde el estado de las condiciones del suelo pareciera ejercer control sobre la atmósfera. En cambio, en la región de la SACZ se observó un comportamiento opuesto, donde la atmósfera estaría controlando las condiciones del suelo.

Los mecanismos físicos que estarían explicando estos acoples, de acuerdo a los modelos conceptuales analizados, varían de acuerdo con la región. Sobre la región de SACZ, si bien se encontró un acople positivo humedad del suelo-precipitación, no se pudo determinar que la interacción sea local. Por otro lado, en la región del extremo sur del continente y en la frontera de Argentina y Bolivia, la persistencia en la precipitación podría estar intensificando la señal del acople local o bien afectando la interpretación de los resultados. En la región de SESA-Oeste se observó un acople humedad del suelo-precipitación negativo, el cual se vinculó principalmente con el impacto de la humedad del suelo sobre los flujos de calor latente y sensible, y el impacto de estos en inestabilizar/estabilizar la atmósfera.

En base a otra metodología estadística, basada en datos diarios se estimó el acople entre la humedad del suelo y los distintos flujos de la superficie, y se corroboraron los mecanismos físicos mencionados previamente sobre las distintas regiones, principalmente sobre SESA-Oeste y sobre SACZ.

Además, se analizó el impacto del ENSO como forzante externo sobre los resultados del acople. Se observaron cambios sustanciales en la región Tropical, y un cambio de signo del parámetro de acople en la región de SESA-Oeste. La sensibilidad del parámetro de acople, también mostró ser importante al analizar los meses de verano individualmente, en particular se observaron cambios de signo en el acople, lo que podría estar relacionado con cambios en el comportamiento del acople suelo-atmósfera dentro de una misma estación cálida.

En este sentido, y retomando uno de los objetivos fundamentales que se plantearon al inicio de esta Tesis en relación al grado de control que la humedad del suelo puede tener sobre la precipitación en escalas locales, se debe reconocer que si bien existe una asociación clara entre las variables son muy acotadas las regiones en que este control es significativo en escalas estacionales. Sin embargo, el acople sería más sustantivo cuando se trabaja con los meses individuales. Esto implicaría que, conociendo el estado de la superficie se podrían inferir anomalías en la precipitación con un mes de anticipación. Entonces, la siguiente cuestión que se plantea es: ¿son los

sistemas de pronóstico estacionales capaces de representar la variabilidad de la humedad del suelo?; si es así: ¿con qué plazos lo hacen de manera aceptable? Y yendo de manera más profunda a una evaluación de estos sistemas de pronóstico: ¿pueden representar la asociación entre anomalías de humedad del suelo y de precipitación en escalas mensuales?

Para responder estas cuestiones se analizó la calidad del sistema de pronóstico CFSv2, no sólo por tratarse de un sistema que representa el estado del arte en cuanto a pronósticos estacionales, sino porque además se cuenta con el mismo de manera operativa, con lo que este trabajo tendría una aplicación potencial al pronóstico estacional de anomalías del estado de la humedad del suelo y eventualmente de las de precipitación donde el grado de acople fuera significativo. Los resultados de esta evaluación mostraron básicamente dos cuestiones fundamentales, por un lado la inicialización de la humedad del suelo (comparada con el GLDAS 2, v2) presenta problemas sistemáticos, lo cual explica en alguna medida las deficiencias de los pronósticos con distintos plazos para representar las anomalías de humedad del suelo. Por otro lado, el sistema de pronóstico tiende a sobre-estimar el parámetro de acople, al tiempo que el signo de este parámetro no necesariamente coincide con el documentado a partir del GLDAS-2 (v2). Este resultado nos lleva a concluir que con el estado actual de los modelos acoplados que se emplean para realizar pronósticos estadísticos, es todavía prematuro emplearlos para la representación de anomalías en el estado de la humedad del suelo, dado que habría procesos físicos elementales que no son correctamente representados.

Todo lo expuesto hasta aquí remarca por un lado la necesidad y la importancia de contar con redes observacionales de las variables del suelo, con el objetivo para poder avanzar en las validaciones de distintas fuentes de datos y modelos; como así también la complejidad de los mecanismos físicos asociados a las distintas interacciones suelo-atmósfera y sus variaciones regionales. A su vez, es necesario mencionar ciertas desventajas de la metodología de acople (parámetro de acople) utilizada en esta Tesis. Por un lado se asume que el ENSO es el único forzante externo actuando sobre la precipitación, mientras que pudiera haber otros forzantes todavía actuando, las

interacciones no lineales no son contempladas, y probablemente la mayor limitación está relacionada con el hecho de no poder establecer una relación causal precisa entre las variables analizadas. Sin embargo esta metodología permitió obtener una aproximación de primer orden respecto de un sistema complejo de interacciones suelo-atmósfera sobre la región extra-tropical de Sudamérica, como así también la utilidad de este parámetro como diagnóstico de las interacciones suelo-atmósfera en los pronósticos estacionales.

Por otra parte, esta Tesis documenta el potencial de las simulaciones GLDAS para el análisis de anomalías de humedad del suelo en general y sequías en particular, así como de sus principales características sobre el sur de Sudamérica, en especial sobre la región de SESA. En principio, y basados en las evaluaciones realizadas en este trabajo, este conjunto de datos podría ser empleado para el monitoreo de los estados del suelo en tiempo operativo, lo cual puede ser una herramienta valiosa para distintas aplicaciones.

Este trabajo de Tesis permitió reconocer aspectos fundamentales de la variabilidad de la humedad del suelo en distintas escalas temporales e interpretarlas complementariamente con la de otras componentes del ciclo hidrológico, tales como la evapotranspiración y la precipitación. Aún así, varios de los diagnósticos realizados en el Capítulo 3, deben profundizarse en la búsqueda de completar un modelo conceptual integral del ciclo hidrológico sobre Sudamérica y su variabilidad en distintas escalas.

Como se ha expresado, estos resultados son dependientes de los modelos de suelo y consecuentemente sería deseable poder independizarse de ello mediante el uso de otras fuentes de datos. En este sentido, las estimaciones satelitales son las que presentan una mayor potencialidad, a pesar que el record aún es corto. Incluso así, la deficiencia en el monitoreo del ciclo hidrológico es un problema serio para poder documentar los procesos que se dan al interior del suelo y en la interfase suelo-atmósfera. Partiendo de la premisa que el GLDAS ofrece una alternativa razonable para este tipo de análisis, queda pendiente evaluar con más profundidad los posibles modos de control que la superficie tiene sobre la atmósfera en escalas temporales inferiores al mes.

Otro aspecto fundamental radica en re-evaluar estos resultados empleando representaciones más fieles de los usos y tipos de suelo. Si bien esto no sería posible en las escalas espaciales que se barrieron en esta Tesis, sí sería factible concentrándose en regiones donde esa información sea de mayor calidad y resolución que la que se emplea en la base de datos del NOAH.

En relación con las aplicaciones, se hace evidente la necesidad de profundizar la interacción con quienes emplean datos de humedad del suelo (e.g. sector agrícola) a los fines de trabajar en índices derivados de alguna de las versiones del GLDAS, que sean relevantes para el proceso de toma de decisión en esos ámbitos.

Anexo A

A.1. Campos medios estacionales y variabilidad de la Humedad del Suelo y de la Precipitación.

En la Figura A.1 se muestran los campos medios de Θ asociados a las cuatro estaciones del año (DEF, MAM, JJA y SON) para todos los espesores 0-10, 10-40, 40-100 y 100-200

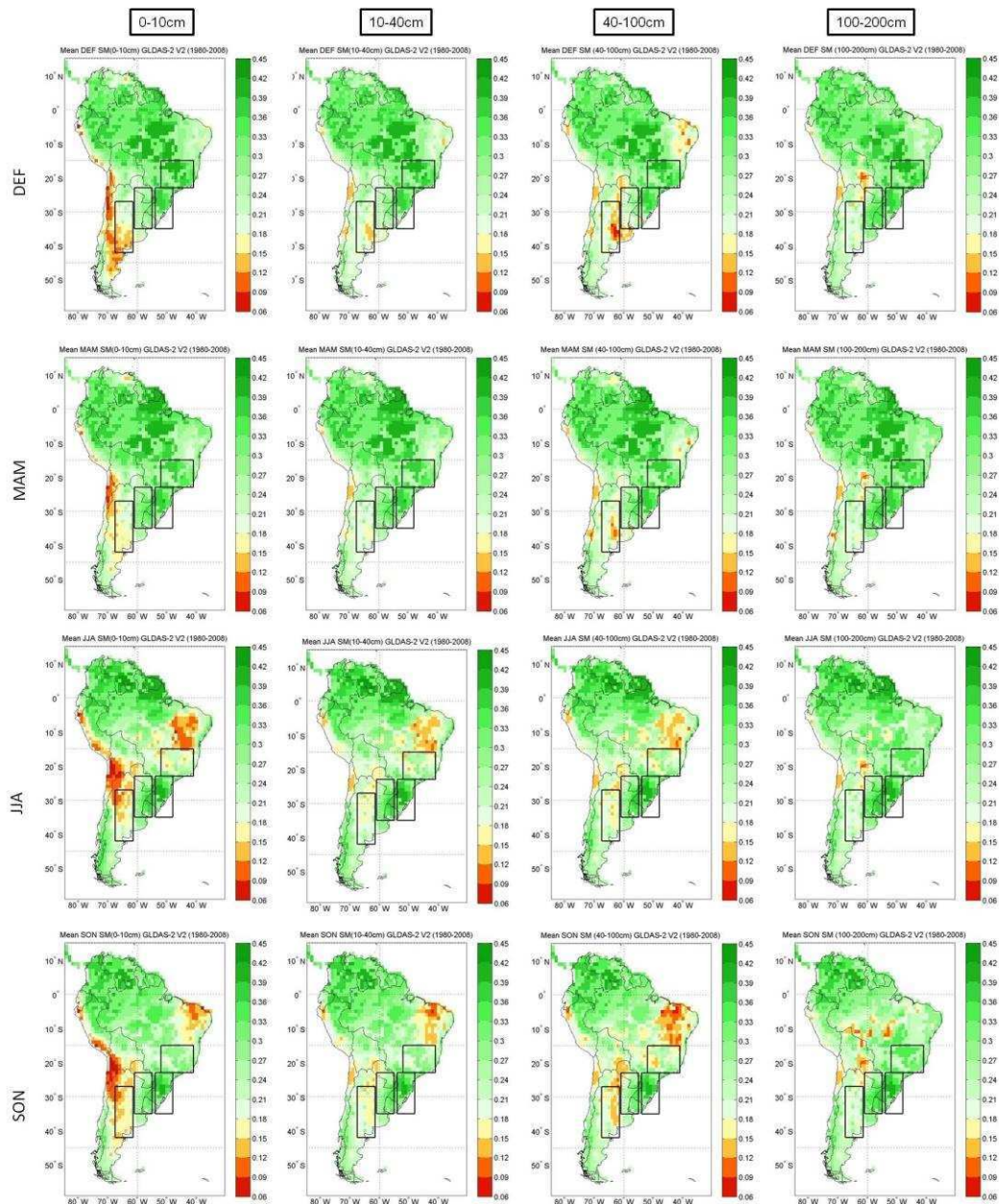


Figura A.1. Campo medio de Θ_{vol} (m^3/m^3) y su variación estacional (DEF, MAM, JJA y SON) para los espesores (0-10cm) y (10-40cm) del modelo de suelo GLDAS-2 (v2). Período 1980-2008.

En las figuras A.2 y A.3 se muestra la variabilidad interanual de las cuatro estaciones del año, calculada como el desvío estándar de todos los meses correspondientes a una misma estación del año (por ejemplo DEF), para todo el período y para cada uno de los espesores, y espesores integrados considerados del modelo. Ver Anexo B para los detalles del cálculo.

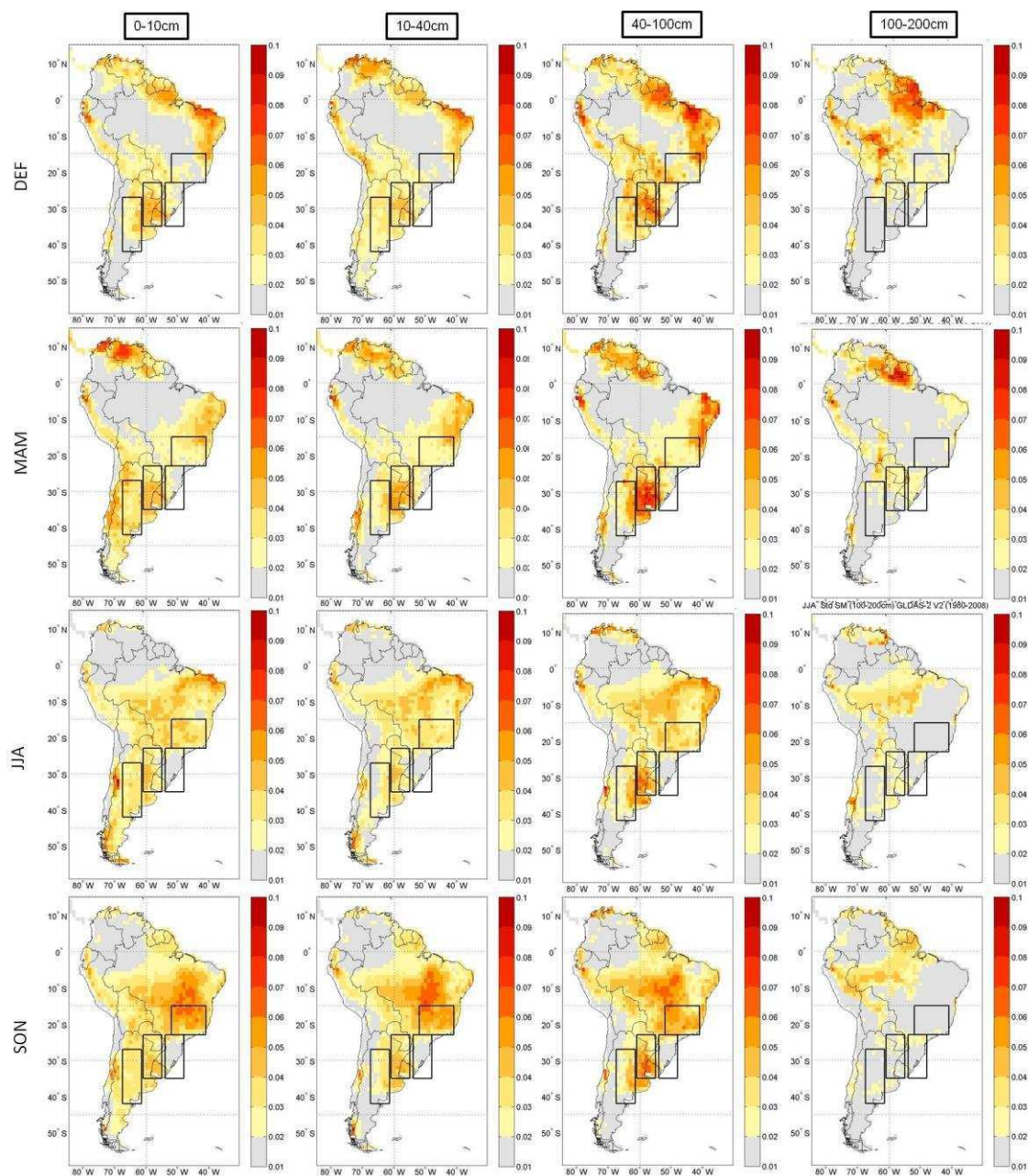


Figura A.2. Desvío estándar de la θ_{vol} (m^3/m^3), para las cuatro estaciones del año ((DEF, MAM, JJA y SON)) y para los espesores espesores (0-10cm), (10-40cm), (40-100cm), y (100-200cm) del GLDAS-2 (v2). Período 1980-2008.

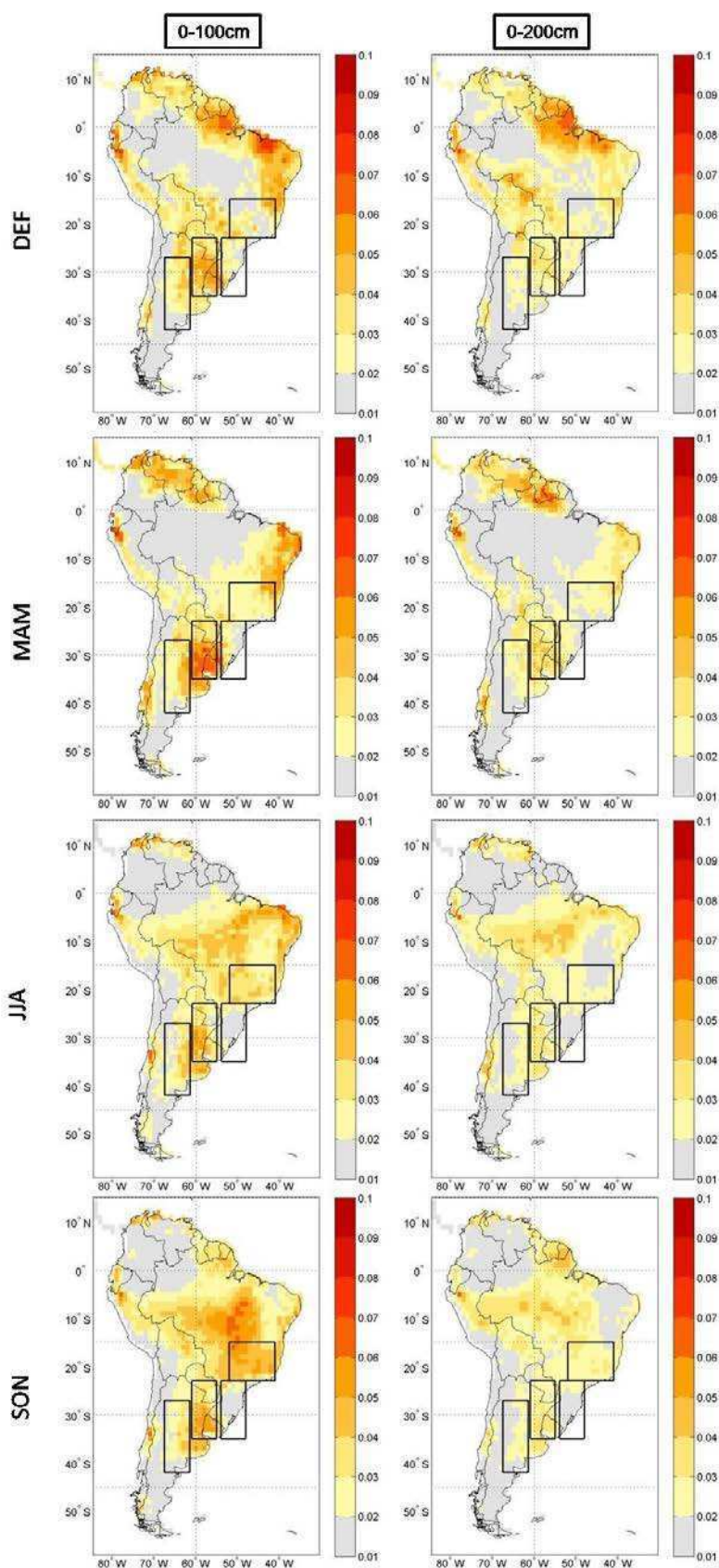


Figura A.3. Desvío estándar de la θ_{vol} (m^3/m^3), para las cuatro estaciones del año (DEF, MAM, JJA y SON) y para los espesores (0-100cm), y (0-200cm) del GLDAS-2 (v2). Período 1980-2008.

Las series temporales de Θ , promediadas sobre las regiones SESA-Este y SACZ (Figura A.4), y SESA-Oeste y Argentina-central (Figura A.5).

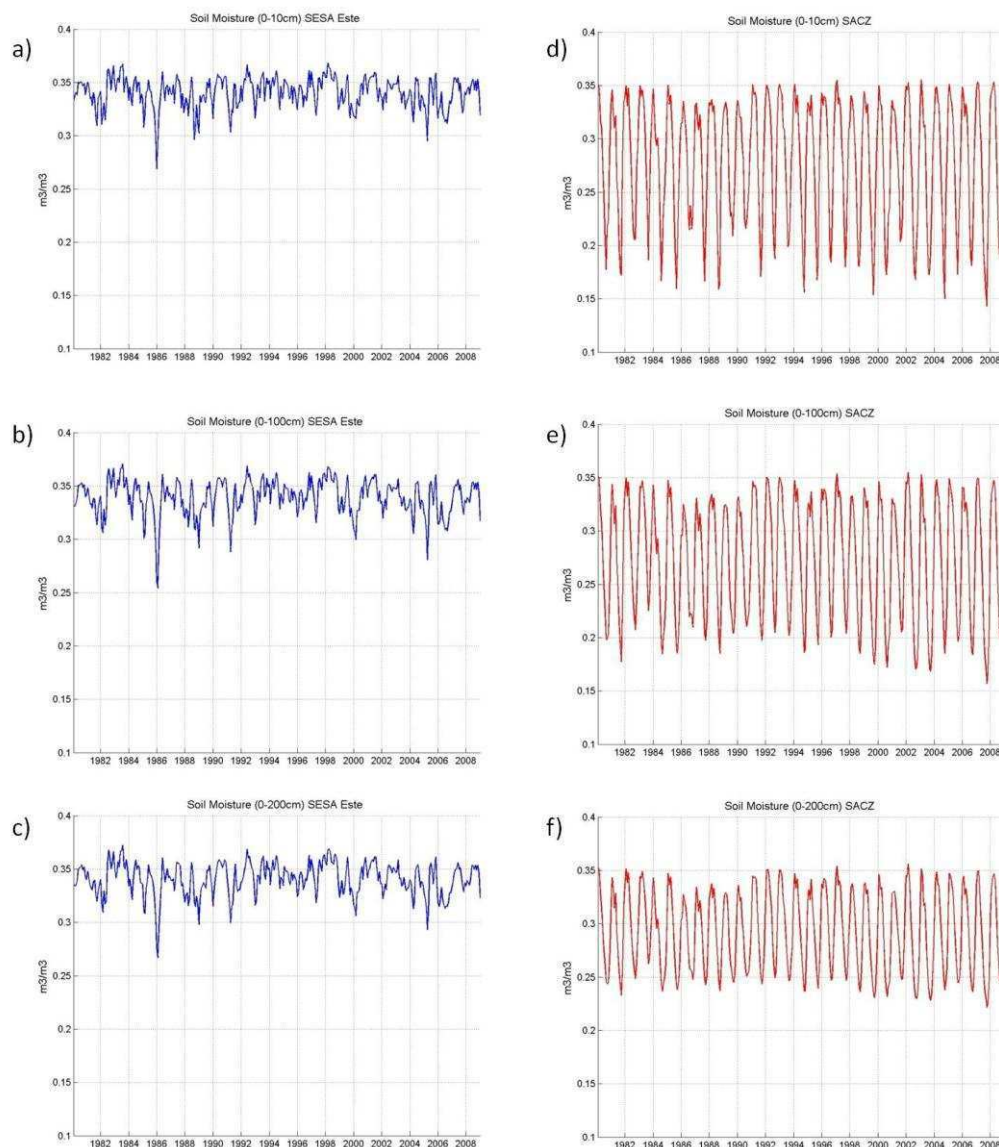


Figura A.4. Series temporales de Θ_{vol} (m^3/m^3) promediadas arealmente sobre las regiones de SESA-Este para los espesores a) 0-10cm, b) 0-100cm y c) 0-200cm; y SACZ para los espesores d) 0-10cm, e) 0-100cm y f) 0-200cm. GLDAS-2 (v2), período 1980-2008.

A partir de estas figuras se puede destacar nuevamente el marcado ciclo anual de Θ_{vol} en SACZ, la mayor variabilidad estacional e interanual en SESA-Oeste comparado con SESA-Este, variabilidades de menor frecuencia que el ciclo anual (longitudes de onda más largas) muy marcadas en Argentina-central y

menor medida sobre SESA-Oeste. A su vez, resulta más evidente que, al aumentar el espesor de suelo la variabilidad se ve atenuada, lo cual es evidente en la región de la SACZ y en Argentina-central.

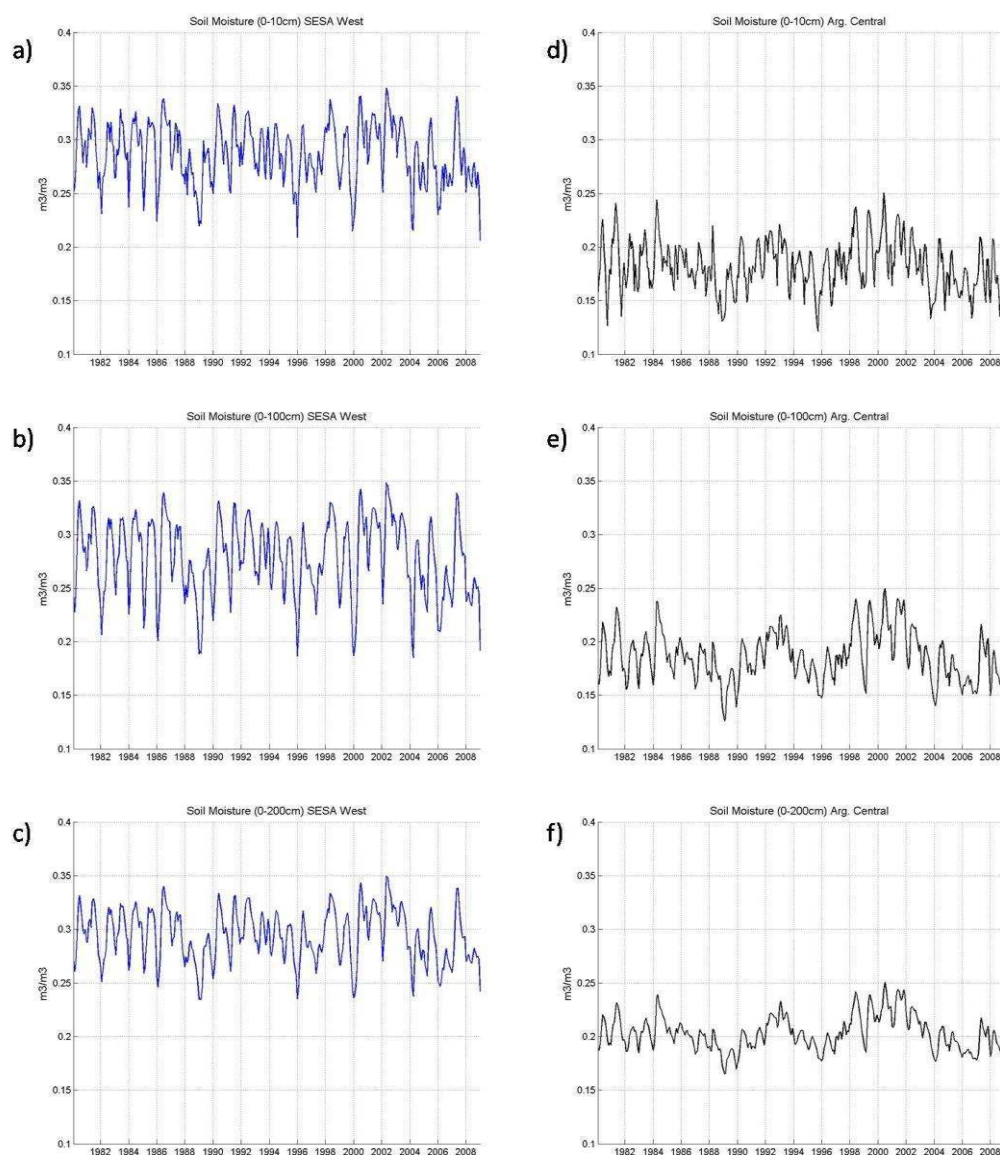


Figura A.5. Series temporales de Θ_{vol} (m^3/m^3) promediadas arealmente sobre las regiones de SESA-Oeste para los espesores a) 0-10cm, b) 0-100cm y c) 0-200cm; y Argentina central para los espesores d) 0-10cm, e) 0-100cm y f) 0-200cm. GLDAS-2 (v2), período 1980-2008.

En la Figura A.6 se muestran los campos medios de la precipitación para las distintas estaciones del año, en base a los datos del GLDAS-2 (v2).

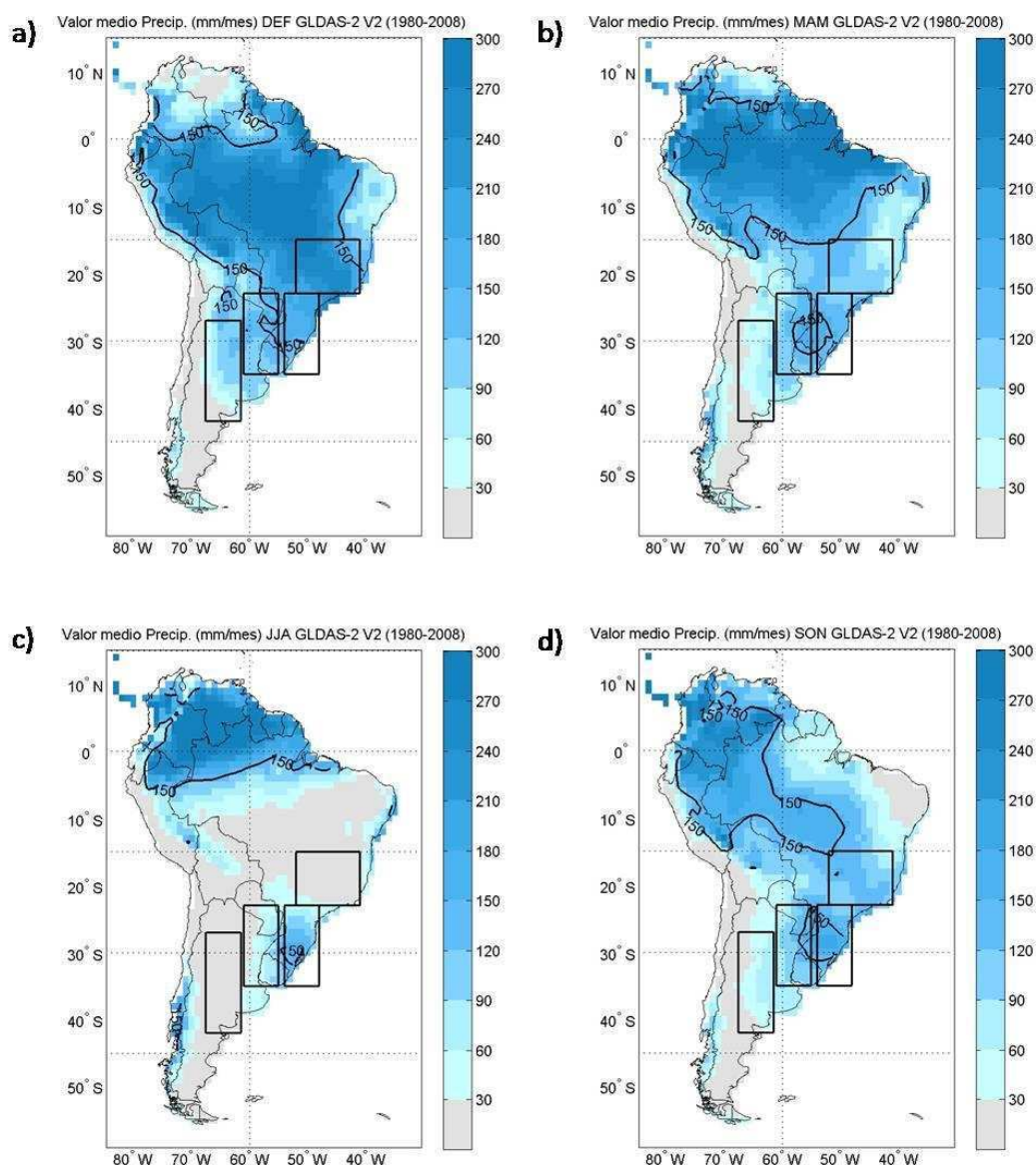


Figura A.6. Campos medios de precipitación (mm/mes) para las estaciones de a) Verano (DEF), b) Otoño, c) Invierno (JJA) y d) Primavera (SON). Período 1980-2008. GLDAS-2 (v2).

En la Figura A.7 se muestra el desvío estándar de la precipitación para las distintas estaciones del año, en base a los datos del GLDAS-2 (v2).

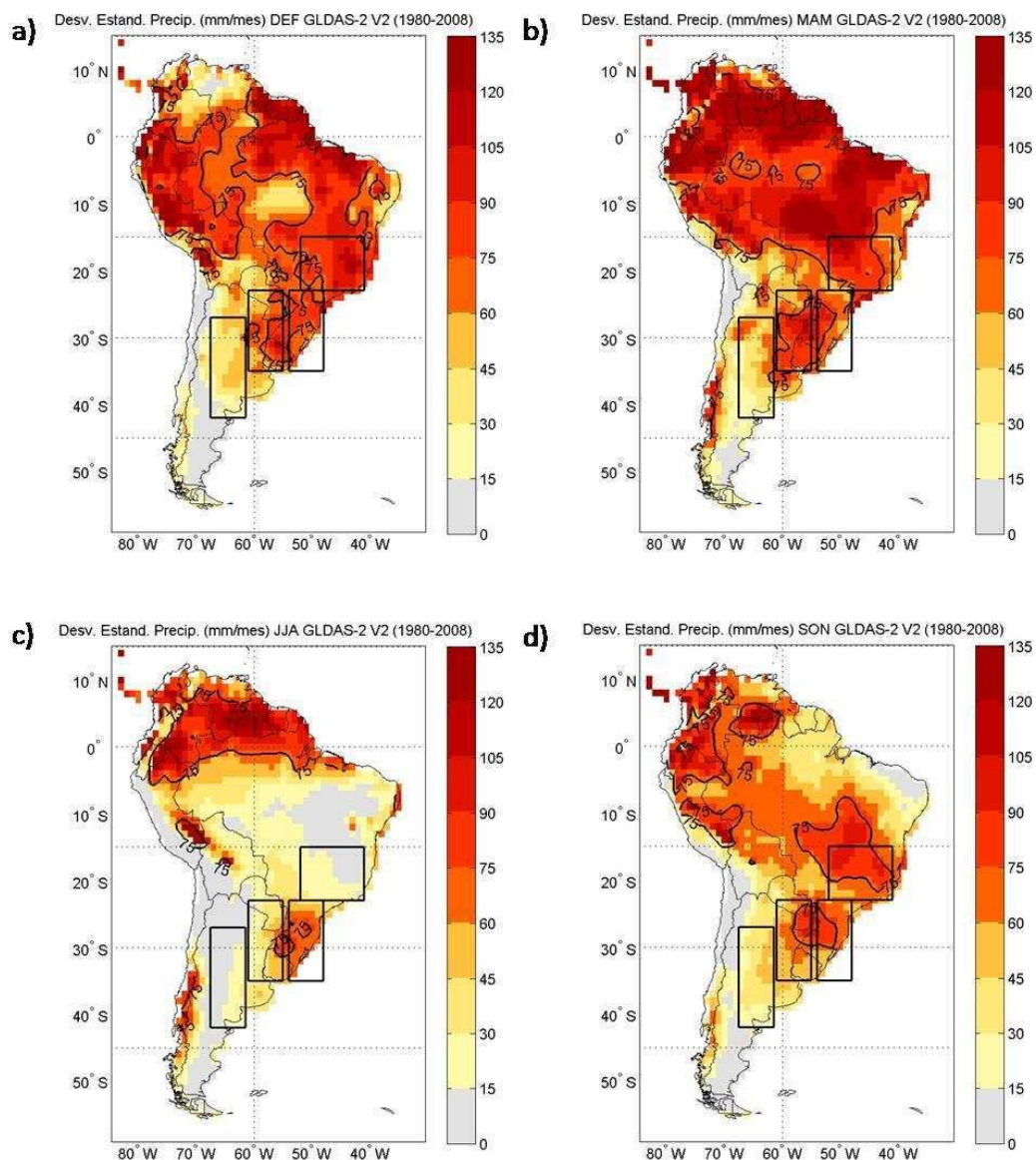


Figura A.7. Desvío estándar de precipitación (mm/mes) para las estaciones de a) Verano (DEF), b) Otoño, c) Invierno (JJA) y d) Primavera (SON). Período 1980-2008.

En la Figura A.8 se muestran los campos medios y desvíos estándar de la Evapotranspiración del GLDAS-2 (v2).

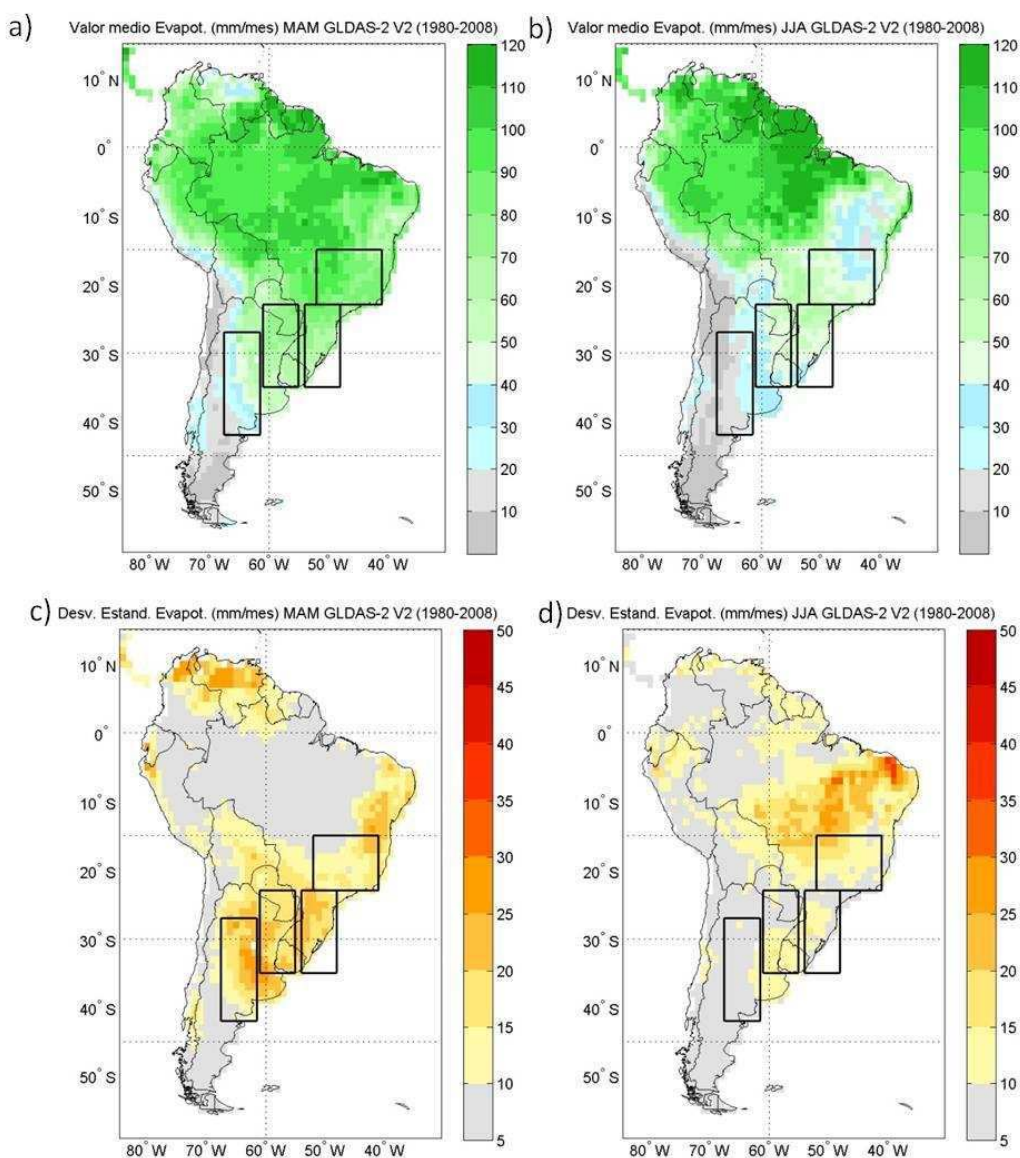


Figura A.8. Campos medios y desvío estándar de la ET (mm/día) para a) Otoño (MAM) y b) Invierno (JJA), período 1980-2008 del GLDAS-2 (v2).

En la Figura A.9 se muestran los campos medios y desvíos estándar de la Θ del GLDAS-2 (v2).

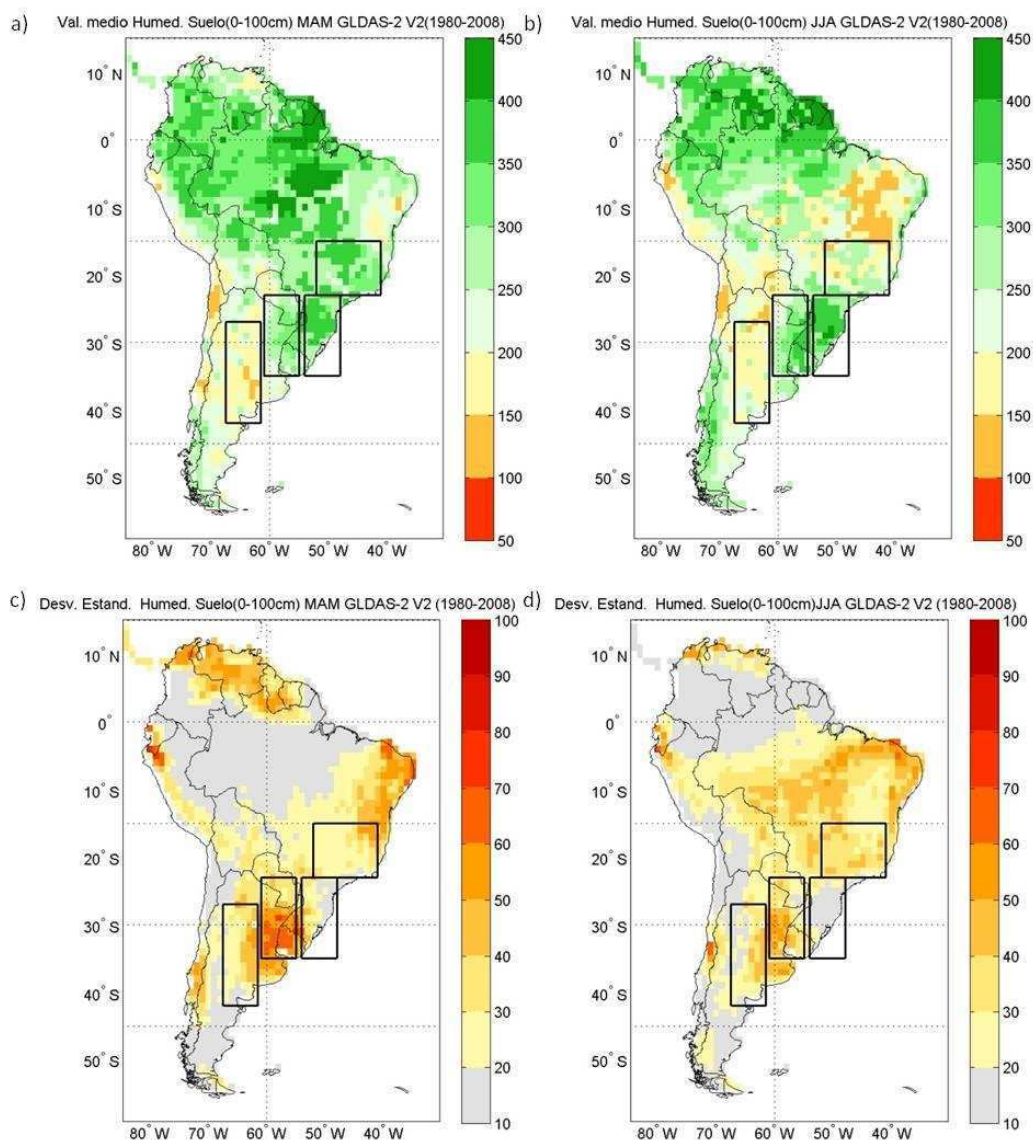


Figura A.9. Campos medios y desvío estándar de θ_{absoluta} (kg/m^2 ó mm) para a) Otoño (MAM) y b) Invierno (JJA), período 1980-2008 del GLDAS-2 (v2).

A.2. Comparación GLDAS-1 vs. GLDAS-2

Diferencias entre GLDAS 1 (promedio mensual) y GLDAS-2 a escala mensual promediado sobre las regiones de SESA (Este+Oeste) y SACZ, sobre el período 2001-2010.

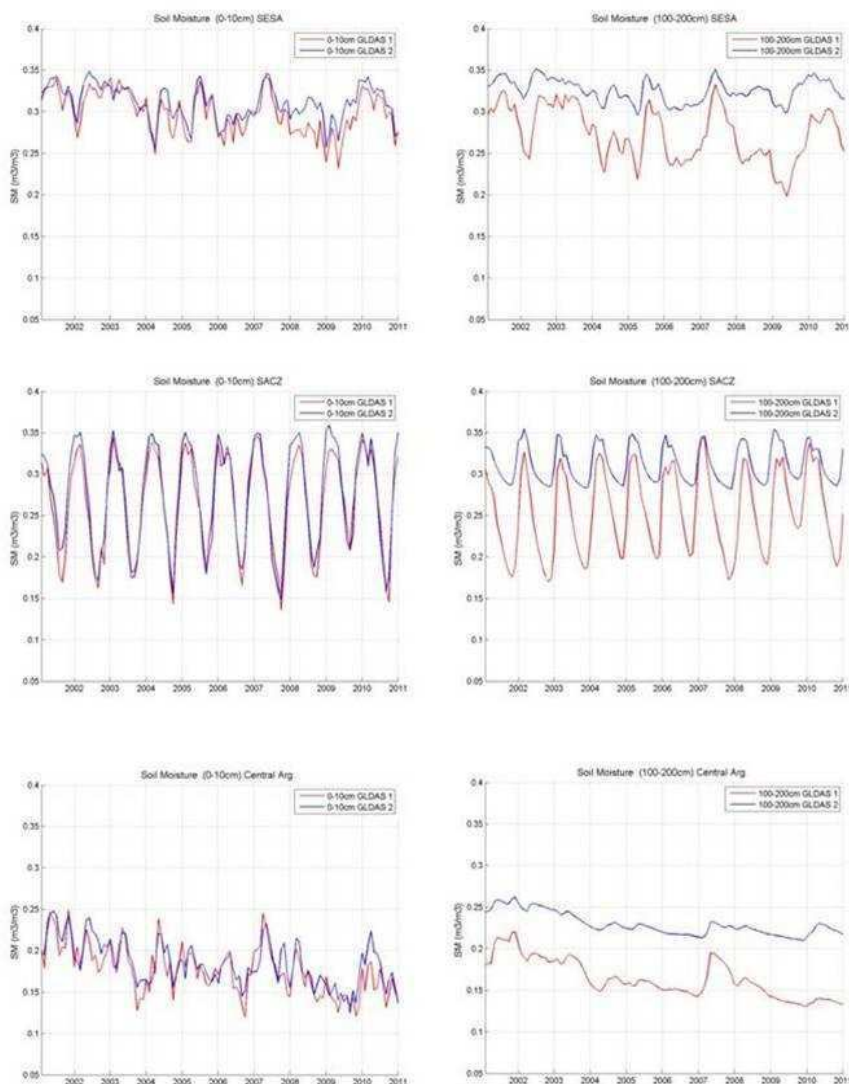


Figura A.10. Series temporales de humedad del suelo (m^3/m^3) sobre las regiones de SESA (Oeste +Este, panel superior -0-10cm y 100-200cm), Argentina Central y SACZ, para el GLDAS-2 (línea azul) y el GLDAS-1 (línea roja).

En la Figura A.11 se muestran las series de precipitación y Θ promediadas sobre SESA (Este+Oeste) y SACZ del GLDAS-1 y GLDAs-2. Se sombrea intencionalmente el período 1995-1997 para resaltar las incertidumbres en las simulaciones y forzantes del GLDAS-1.

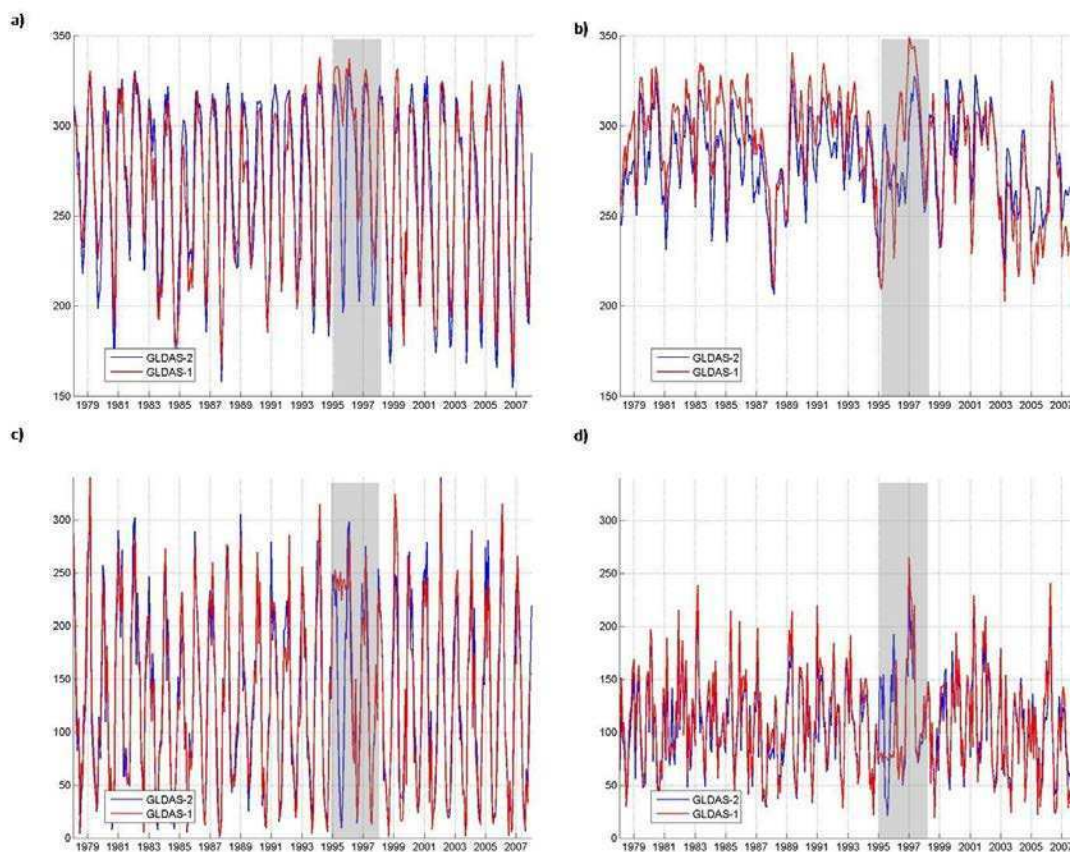


Figura A.11. Series temporales de Θ (m^3/m^3) sobre las regiones de SESA (Oeste +Este, panel superior - 0-100cm y 100-200cm), Argentina Central y SACZ, para el GLDAS-2 (línea azul) y el GLDAS-1 (línea roja).

En la Figura A.12 se muestran las series evapotranspiración, promediadas sobre SESA (Este+Oeste) y SACZ del GLDAS-1 y GLDAS-2. Se sombrea intencionalmente los periodos de los distintos forzantes empleados para resaltar su impacto en las simulaciones del GLDAS-1.

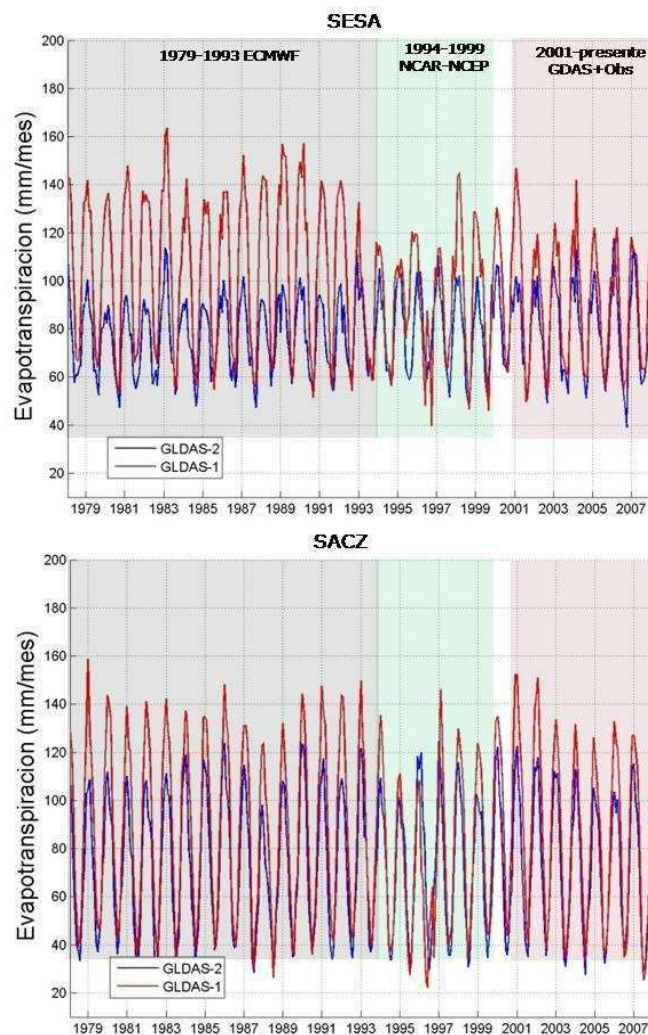


Figura A.12. Comparación de la Evapotranspiración (mm/mes) de GLDAS-1 y GLDAS-2, sobre las regiones de SESA y SACZ. Período 1979-2008.

A.3. Estimaciones diarias del SM-MW

En las figuras A.13 y A.14 se muestran las estimaciones diarias de Θ_{vol} superficial del SM-MW, promediadas sobre las regiones de SESA (Este+Oeste) y SACZ, para el período 1980-2008.

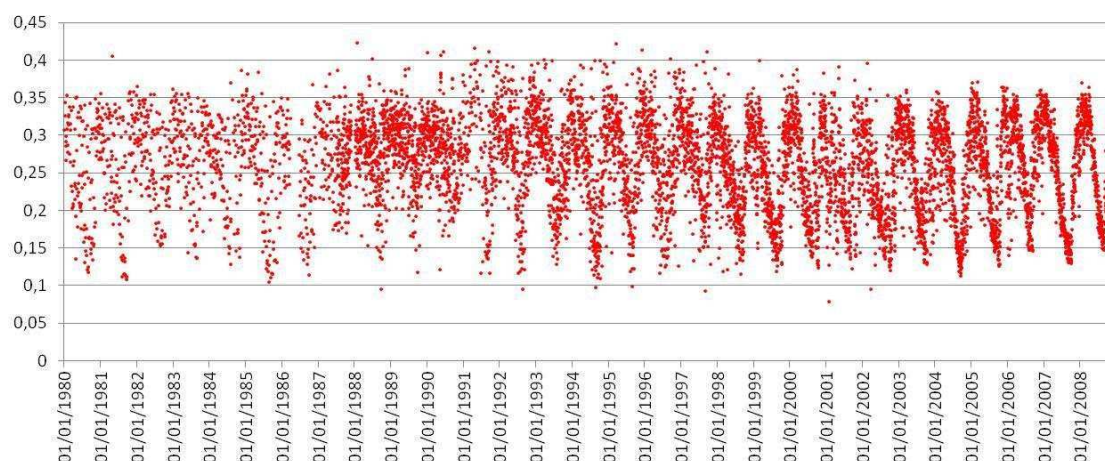


Figura A.13. Estimación de Θ_{vol} superficial diaria del SM-MW sobre SACZ diarios. Período 1980-2008

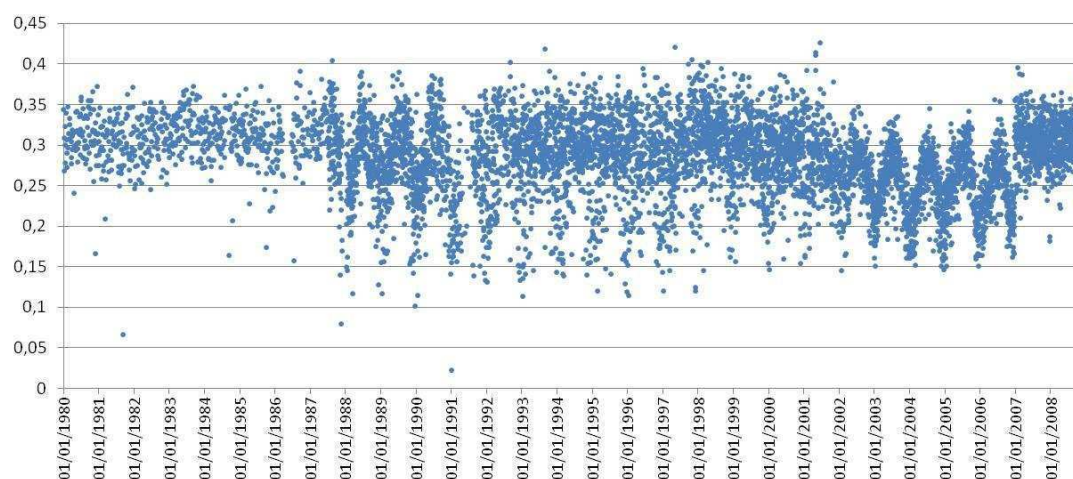


Figura A.14. Estimación de Θ_{vol} superficial diaria del SM-MW sobre SESA (Este+Oeste). Período 1980-2008.

A.4. Sensibilidad del parámetro de acople a distintos Modelos de Suelo

Los cuatro modelos de suelo que comprenden GLDAS-1 son utilizados para evaluar la sensibilidad de λ_p . Para cada modelo de suelo, se tomó la profundidad total. En este caso también se removieron los veranos 1994-95, 1995-96 y 1996-97 debido a incertidumbres en los forzantes (Rui, 2012).

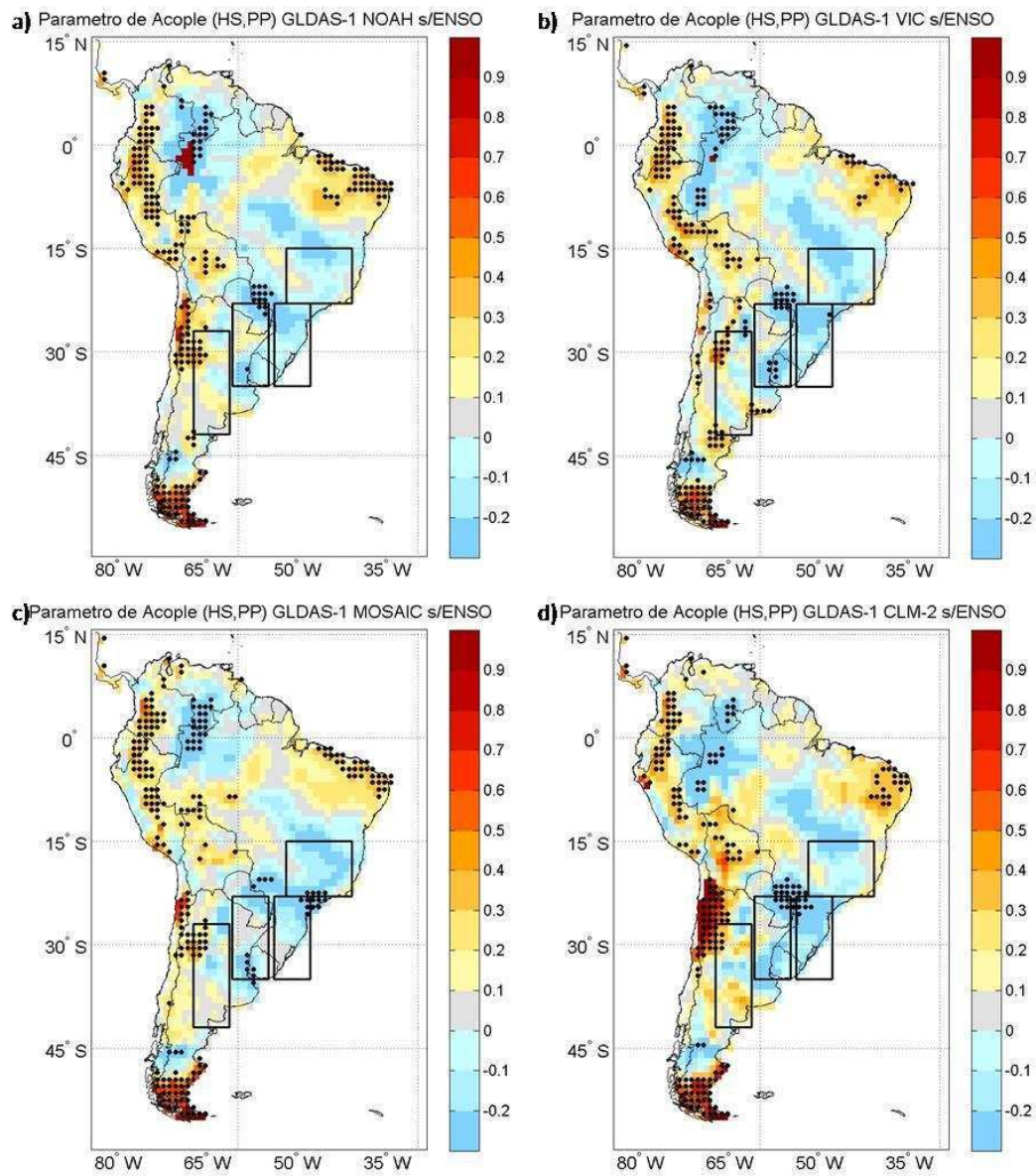


Figura A.15. Parámetro de acople λ_p aplicado sobre los modelos a) NOAH, b) VIC, c) MOSAIC y d) CLM del GLDAS 1. Espesor 0-200cm

Anexo B

B.1. Cálculo del desvío estándar

El desvío estándar (S) total, o sobre todo el periodo, hace referencia a este cálculo

$$S_{Total} = \sqrt{\frac{1}{(N-1)} \sum_{i=1}^N (\theta_i - \bar{\theta}_{Total})^2}$$
$$\bar{\theta}_{Total} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \theta_i$$

Donde N es la cantidad total de datos mensuales o diarios. De esta forma incluye variabilidades mensuales, interanuales y mayores. La varianza total de θ está dada por

$$Var_{Total} = \frac{1}{(N-1)} \sum_{i=1}^N (\theta_i - \bar{\theta}_{Total})^2$$

Al analizar S o Var para una dada estación del año (e.g. verano (DEF)) se realiza el siguiente cálculo

$$S_{DEF} = \sqrt{\frac{1}{(n-1)} \sum_{i=1}^n (\theta_i - \bar{\theta}_{DEF})^2}$$
$$\bar{\theta}_{DEF} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \theta_i$$

Donde n es el número de meses pertenecientes al verano, correspondientes al período analizado. De esta forma incluye variabilidades mensuales de los meses de verano a variabilidades interanuales.

B.2. Filtros Armónicos

Las bases del Análisis Armónicos/Fourier se pueden encontrar en numerosos libros de estadística / matemática (e.g. Wilks, 2011), es por ello que aquí solo se presenta a modo de ejemplo el resultado de la aplicación de los filtros armónicos pasa-alto y pasa-bajo de 12 meses sobre la θ del GLDAS-2 (v2), sobre un punto del dominio.

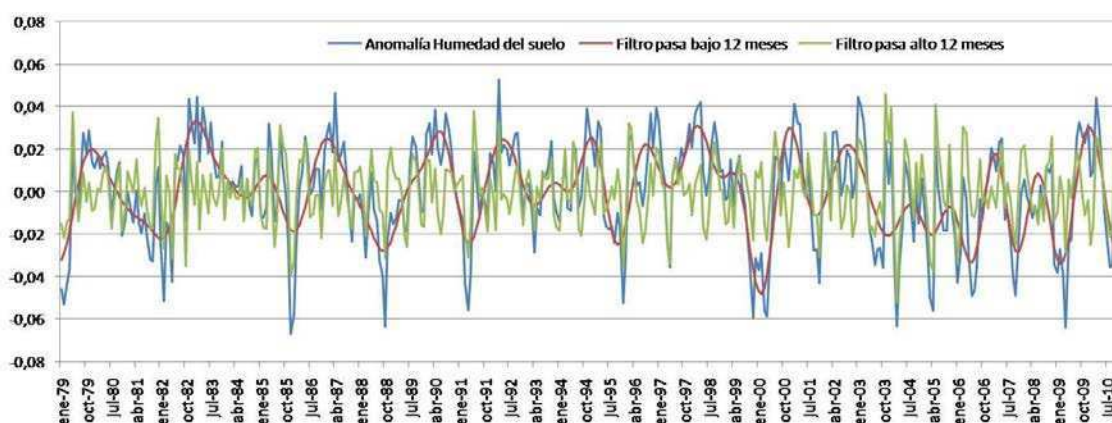


Figura B.XX. Serie temporal de anomalías de θ , y los filtros pasa alto y paso bajo de 12 meses, para un punto del dominio.

B.3. Espectros de potencia: Blackman-Tukey

Descripción general del espectro de potencia (Climatic Change, WMO Technical Note, 1966).

B.3.1. Definición de espectro de potencia

Para manejar el problema de evaluar la no-aleatoriedad en series temporales, de manera de no presumir nada respecto a la naturaleza de esta no-aleatoriedad, es que se desarrollo el concepto de espectro de potencia. Este concepto se basa en la premisa de que las series temporales no necesariamente están compuestas por un número finito de oscilaciones, cada una con una longitud de onda discreta (como se asume tácitamente cuando se aplica análisis armónico clásico), sino que consiste de un número virtualmente infinito de pequeñas oscilaciones que generan una distribución continua de

longitudes de onda. De esta manera, el espectro de potencia, brinda una medida de la distribución de la varianza en una serie temporal sobre un dominio compuesto por todas las posibles longitudes de onda, desde una longitud de onda infinita (tendencia lineal) a la longitud de onda más corta que pueda resolver el análisis armónico (dos veces el intervalo de observaciones sucesivas de la serie temporal).

B.3.2. Blackman-Tukey

El método de Blackman-Tukey y las bandas de significancia se calcularon en base al Climatic Change, WMO Technical Note N°79, pag. 36-42. Primero se calcularon los grados de libertad

$$gl = \frac{(2 * n - \frac{m}{2})}{m}$$

donde n es la longitud de la serie, y m es el 0.3*n como se mencionó previamente.

Los intervalos de confianza superiores e inferiores se calcularon como (respecto a algo de ruido rojo es esto?)

Intervalo inferior

$$I_{inf} = \frac{0.06414329 * gl^{1.157371} - 0.9347972}{1.783669 * gl^{(-1.319044)} + 1.701124}$$

Intervalo superior

$$I_{sup} = \frac{0.929546 * gl^{0.5908365} + 3.231091}{0.8309965 * gl^{(-0.3875086)} - 0.006014}$$

Se aplico la ventana de suavizado de Han, donde i varia de 1 a m

$$V_{Hann} = 0.5 * (1 + \cos(\frac{\pi * i}{m}))$$

Se calcula la función de autocovarianzas de la serie (Cov) y, a cada elemento del vector de Cov se le aplica la V_{Hann} .

$$R = Cov * V_{Hann}$$

El espectro de potencia se calculó de la siguiente manera (i variando entre 1 y m-1, y j variando entre 0 y m), con $S(1)=0$

$$S = S * R(i + 1) * \cos\left(\frac{\pi * i * j}{m}\right)$$

$$G(j + 1) = 2 * (R(1) + 2 * S + R(m + 1 * \cos(\pi * j)))$$

Después se sumo sobre todos los elementos G_{sum} y se calculó

$$G_{med} = \frac{G_{sum}}{(m + 1)}$$

Luego se calculó el continuo nulo de la siguiente manera, se computo la correlación desfasada lag 1 (r_1), con i variando entre 0 y m, y se calculó

$$Cn(i) = \frac{G_{med} * (1 - r_1^2)}{1 - r_1^2 - 2 * r_1 * \cos\left(\frac{\pi * i}{m}\right)}$$

Luego se calculó los limites superiores e inferiores al 95% y 5%

$$C_{95} = Cn * \frac{I_{sup}}{gl}$$

$$C_5 = Cn * \frac{I_{inf}}{gl}$$

B.4. Wavelets

En base a los scripts provistos por Torrence y Ocampo (1998), en su página web (<http://paos.colorado.edu/research/wavelets/>). La configuración de los parámetros de entrada para el cálculo, se muestra a continuación el fragmento del script utilizado con el programa Matlab:

```
pad      = 1;           % 1= pad the time series with zeroes (recommended)
dj       = 0.25;        % this will do 4 sub-octaves per octave
s0       = 2*dt;        % this says start at a scale of 6 months
j1       = 7/dj;        % this says do 7 powers-of-two with dj sub-octaves
each
lags     = autocorr(squeeze(Serie_temporal(:,1))) ;
lag1     = lags (2) ;    %0.72;      % lag-1 autocorrelation for red noise
background
mother   = 'Morlet';
```

B.5. Test de Mann-Kendall

Primero se ordenan cronológicamente los valores de la serie temporal $x_1, x_2, \dots, x_n$ donde x_i es el dato en correspondiente al tiempo i . Luego se determina el sgn de todos los $n(n-1)/2$ posibles diferencias $x_j - x_i$ donde $j > i$. Estas diferencias $x_2-x_1, x_3-x_1, \dots, x_n-x_1, x_3-x_2, x_4-x_2, \dots, x_n-x_{n-2}, x_n-x_{n-1}$. Si se define a la función $\text{sgn}(x_j-x_i)$ como 1, 0, -1 de acuerdo con el signo de x_j-x_i :

$$\text{sgn}(x_j-x_i) = 1 \text{ si } x_j - x_i > 0$$

$$\text{sgn}(x_j-x_i) = 0 \text{ si } x_j - x_i = 0$$

$$\text{sgn}(x_j-x_i) = -1 \text{ si } x_j - x_i < 0$$

Luego se calculo el estadístico de Mann-Kendall

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k)$$

El cual es el numero de diferencias positivas menos el número de diferencias negativas. Entonces, por ejemplo, si S es un número grande y positivo, las mediciones realizadas al aumentar el tiempo serán más grandes que las tomadas al principio.

Cuando el número de muestras es > 40 entonces la varianza de S se calcula de la siguiente forma

$$\text{Var}(S) = \frac{1}{n} \left(n(n-1)(n-2) - \sum_{p=1}^g t_p(t_p-1)(2t_p+5) \right)$$

Donde g es el número de grupos iguales de variables, y t_p es el número de datos dentro del grupo p . En el análisis de esta Tesis, no se encontraron grupos de valores iguales, con lo cual no se considero este último término.

Luego se utiliza S y $Var(S)$ para calcular el estadístico Z como se muestra a continuación

$$Z = \frac{S - 1}{\sqrt{Var(S)}} \quad \text{si } S > 0$$

$$Z = 0 \quad \text{si } S = 0$$

$$Z = \frac{S + 1}{\sqrt{Var(S)}} \quad \text{si } S < 0$$

B.6. SEN: Estimador no paramétrico de la pendiente de la tendencia

Si estuviera presente una tendencia lineal, la verdadera pendiente (cambio por unidad de tiempo), se podría estimar la pendiente b con cuadros mínimos, en base a una regresión lineal. Sin embargo, el cálculo de la pendiente de la recta puede desviarse considerablemente de la pendiente real, si hay valores extremos en la serie de datos. El estimador de Sen, por otro lado, no es afectado en forma considerable por los valores extremos.

El estimador de Sen está relacionado con el test de Mann-Kendall, como se mostrará a continuación.

Primero se calculan las $N = n(n-1)/2$ estimaciones de las pendientes Q , como

$$Q = \frac{x_j - x_i}{j - i}$$

donde x_j y x_i son datos correspondientes a los tiempos j e i respectivamente, y donde $j > i$. La mediana de los N valores de pendientes de Q , es el estimador de la pendiente de Sen.

En los cálculos de tendencias en esta Tesis, se calculó el estimador de Sen, únicamente sobre los puntos de retícula en los cuales el test de Mann-Kendall era significativo.

B.7. Variables estandarizadas

La estandarización de las variables, en particular de Θ , se realizó respecto a su valor medio (θ_μ) y desvío estándar (θ_σ), es decir

$$\theta_{stand} = \frac{\theta - \theta_\mu}{\theta_\sigma}$$

Acrónimos

ACP	Análisis de Componentes Principales
AGREMETS	Air Force Weather Agency's AGRicultural METeorological modeling system
AMSR-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer-EO
ASCAT	Advanced Scatterometer
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CEOP	Coordinated Enhanced Observing Period
CFSv2	Climate Forecast System version 2
CFSR	Climate Forecast System Reanalysis
CLM	Community Land Model
CMAPI	CPC Merged Analysis of Precipitation
CPC	Climate Prediction Center
CRU	Climatic Research Unit
CONAE	Comisión Nacional de Actividades Espaciales
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ENSO	El Niño Southern Oscillation
EOF	Empirical Orthogonal Function
ERA-40	Reanálisis-40 del ECMWF
ERA-Interim	Reanálisis del ECMWF
ERS	European Remote Sensing satellite
ET	Evapotranspiración
FAO	Food and Agriculture Organization
GDAS	Global Data Assimilation System
GLACE	Global Land–Atmosphere Coupling Experiment
GLDAS	Global Land Data Assimilation System
GEA	Grupo de Estudios Ambientales
GOLD	Global Offline Land-surface Dataset
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre I
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GRACE	Gravity Recovery and Climate Experiment
GSFC	Goddard Space Flight Center
GSWP	Global Soil Wetness Project
INTA	Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria
IyDA	Innovación y Desarrollo para el Agro
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MetOp	Meteorological Operational satellite programme
NCAR	National Center of Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NASA	National Aeronautics and Space Administration

NOAH	N: NCEP O: Oregon State University (Dept of Atmospheric Sciences) A: Air Force (both AFWA and AFRL - formerly AFGL, PL) H: Hydrologic Research Lab
Sa22	South America precipitation data set
SACZ	South American Convergence Zone
SAOCOM	Satélite Argentino de Observación Con Microondas
SESA	South Eastern South America
SMI	Soil Moisture Index
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SM-MW	Soil Moisture Microwave
SMN	Servicio Meteorológico Nacional
SMOS	Soil Moisture and Ocean Salinity
SPI	Standardized Precipitation Index
SST	Sea Surface Temperature
TDR	Time Domain Reflectometry
TMI	TRMM Microwave Imager
TRMM	Tropical Rain Mission Measurements
VIC	Variable Infiltration Capacity
WATCH	Water and Global Change Project

Símbolos y Unidades

θ_{absoluta}	Humedad del suelo absoluta	[kg/m ² ó mm]
θ_{vol}	Humedad del suelo volumétrica	[m ³ /m ³]
θ_{stand}	Humedad del suelo estandarizada	[-]
$\theta_{\text{cap. Campo}}$	Humedad del suelo de la capacidad de campo	[m ³ /m ³ , kg/m ² , etc.]
θ_{wilt}	Humedad del suelo del punto de marchitez	[m ³ /m ³ , kg/m ² , etc.]
θ_s	Cociente de saturación de la humedad del suelo	[-, 0-1]
θ_{sat}	Humedad del suelo en el punto de saturación	[m ³ /m ³ , kg/m ² , etc.]
λ	Parámetro de acople	[-]
λ_p	Parámetro de acople: humedad del suelo-precipitación	[-]
λ_{evap}	Parámetro de acople: humedad del suelo-evapotranspiración	[-]
λ_{T2m}	Parámetro de acople: humedad del suelo-temperatura a 2 metros	[-]
β_ϕ	Pendiente de la recta de regresión	[W/m ² /(m ³ /m ³)]
I_ϕ	Índice de sensibilidad de flujos de superficie	[W/m ²]
ET	Evapotranspiración	[mm/mes]
T2m	Temperatura a 2 metros	[°C]
W1	Evaporación directa	[mm/mes]
W2	Transpiración	[mm/mes]

Referencias

- Albergel, C., W. Dorigo, R. H. Reichle, G. Balsamo, P. de Rosnay, J. Muñoz-Sabater, L. Isaksen, R. de Jeu, y W. Wagner, 2013: Skill and Global Trend Analysis of Soil Moisture from Reanalyses and Microwave Remote Sensing. *J. Hydrometeor.*, **14**, 1259–1277. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-12-0161.1>
- Alvarez, M. S., C. S. Vera, G. N. Kiladis y B. Liebmann, 2014: Intraseasonal variability in South America during the cold season. *Clim. Dyn.*, **42** (11-12), pp 3253-3269
- Amenu, G. G., P. Kumar, y X. Z. Liang, 2005: Interannual variability of deep-layer hydrologic memory and mechanisms of its influence on surface energy fluxes, *J. Climate*, **18**, 5024–5045.
- Andrade, F. H. y V. O. Sadras, 2000. Bases para el manejo del maíz, el girasol y la soja. INTA, 450 pp.
- Avissar, R., y R. Pielke, 1989: A parameterization of heterogeneous land surfaces for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology. *Mon. Wea. Rev.* **117**, 2113–2136.
- Balsamo, G., y coautores, 2012: ERA-Interim/Land: A global land surface reanalysis based on ERA-Interim meteorological forcing. ERA Rep. 13, 25 pp. [disponible *online* en http://www.ecmwf.int/publications/library/ecpublications/_pdf/era/era_report_sedes/RS_13.pdf.]
- Becker E. J., Huug van den Dool, y Malaquias Peña, 2013: Short-Term Climate Extremes: Prediction Skill and Predictability. *J. Climate*, **26**, 512–531. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00177.1>
- Bettolli M.L., Rivera J.A. y Penalba, O.C., 2010: Regionalización de los días secos en Argentina. Un enfoque metodológico. *Meteorológica*, **35**, N 1 y 2, 67-80.

- Betts A.K., Ball J.H., Beljaars A.C.M., Miller M.J. y Viterbo P., 1996: The land-surface-atmosphere interaction: a review based on observational and global modeling perspectives. *J. Geophys. Res.*, **101**: 7209–7225, DOI:[10.1029/95JD02135](https://doi.org/10.1029/95JD02135).
- Betts, A.K., 2004: Understanding hydrometeorology using global models. *Bll. Am. Meteorol. Soc.* 85 (11), 1673–1688.
- Betts, A., 2009: Land-surface-atmosphere coupling in observations and models, *J. Adv. Model Earth Syst.* **1**, Art. #4, pp. 18, doi:[10.3894/JAMES.2009.1.4](https://doi.org/10.3894/JAMES.2009.1.4).
- Blackman, R. B.; y J.W. Tukey, 1958: The Measurement of Power Spectra. Dover Publ., Inc.
- Bonan, G. B., K. W. Oleson, M. Vertenstein, S. Levis, X. Zeng, Y. Dai, R. E. Dickinson y Z.-L. Yang, 2002: The Land Surface Climatology of the Community Land Model Coupled to the NCAR Community Climate Model. *J. Climate*, **15**, 3123–3149. doi:[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<3123:TLSCOT>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<3123:TLSCOT>2.0.CO;2)
- Boulanger J.P., Leloup J., Penalba O., Rusticucci M., Lafon F. y Vargas W., 2005: Observed precipitation in the Paraná-Plata hydrological basin: long-term trends, extreme conditions and ENSO teleconnections. *Clim. Dyn.*, **24**: 393–413. DOI 10.1007/s00382-004-0514-x
- Case, J. L., W. L. Crosson, S. V. Kumar, W. M. Lapenta, y C. D. Peters-Lidard, 2008: Impacts of High-Resolution Land Surface Initialization on Regional Sensible Weather Forecasts from the WRF Model. *J. Hydrometeor.*, **9**, 1249-1266.
- Case, J.L., S.V. Kumar, J. Srikishen y G.J. Jedlovec, 2011: Improving Numerical Weather Predictions of Summertime Precipitation over the Southeastern United States through a High-Resolution Initialization of the Surface State. *Wea. Forecasting*, **26**, 785–807. doi:<http://dx.doi.org/10.1175/2011WAF2222455.1>

- Cattell, R. B., 1966. The scree test for the number of factors. *J Multiv. Behav. Res.*, **1**, 245-276.
- Chen, F., K. Mitchell, J. Schaake, Y. Xue, H. Pan, V. Koren, Y. Duan, M. Ek, y A. Betts, 1996: Modeling of land-surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. *J. Geophys. Res.*, **101** (D3), 7251-7268.
- Chen, J. L., C. R. Wilson, B. D. Tapley, Z. L. Yang, y G. Y. Niu, 2009: The 2005 drought event in the Amazon River basin as measured by GRACE and climate models, *J. Geophys. Res.*, **114**, B05404, doi:10.1029/2008JB006056.
- Chen, J. L., Wilson, C. R., Tapley, B. D., Longuevergne, L., Yang, Z. L., y Scanlon, B. R., 2010: Recent La Plata basin drought conditions observed by satellite gravimetry. *J. Geo. Res.: Atmos.*, **115** (D22), 1984–2012.
- Collini, E.A., E. H. Berbery y V. Barros, 2008: How Does Soil Moisture Influence the Early Stages of the South American Monsoon?. *J. Climate*. **21**, 2, pp. 195-213.
- Compagnucci R. H., Fornero L., Vargas W., 1985: Algunos métodos estadísticos para la tipificación de situaciones sinópticas: discusión metodológica. *GEOACTA*, **13**, 1, 43-55
- Czaja A, y Frankignoul C., 2002: Observed impact of Atlantic SST anomalies on the North Atlantic Oscillation. *J. Climate* **15**: 606–623, DOI:10.1175/1520-0442(2002)015<0606:OIOASA>2.0.CO;2.
- Dee, D. P., y coautores, 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor Soc*, **137**, 553-597, doi:10.1002/qj.828.
- Dirmeyer, P. A., F. J. Zeng, A. Ducharne, J. Morrill, y R. D. Koster, 2000: The sensitivity of surface fluxes to soil water content in three land surface schemes. *J. Hydrometeor.*, **1**, 121-134.

- Dirmeyer P.A. y L. Tan, 2001: A multi-decadal global land-surface data set of state variables and fluxes. *COLA Technical Report*, **102**, 43 pp.
- Dirmeyer, P. A., 2003: The role of the land surface background state in climate predictability. *J. Hydrometeor.* **4**, 599-610.
- Dirmeyer, P. A., 2006a: The Hydrologic Feedback Pathway for Land-Climate Coupling. *J. Hydrometeor.*, **7**, pp. 857-867.
- Dirmeyer, P. A., X. Gao, M. Zhao, Z. Guo, T. Oki y N. Hanasaki, 2006b: The Second Global Soil Wetness Project (GSWP-2): Multi-model analysis and implications for our perception of the land surface. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**, 1381-1397, doi: 10.1175/BAMS-87-10-1381.
- Dirmeyer, P. A., C. A. Schlosser and K.L. Brubaker, 2009: Precipitation, Recycling, and Land Memory: An Integrated Analysis. *J. Hydrometeor.*, **10**, pp. 278–288.
- Dirmeyer, P. A., 2011: The terrestrial segment of soil moisture-climate coupling. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L16702, doi: 10.1029/2011GL048268
- Dirmeyer, P. A., 2013: Characteristics of the water cycle and land-atmosphere interactions from a comprehensive reforecast and reanalysis data set: CFSv2. *Climate Dyn.*, **41**, 1083-1097, doi: 10.1007/s00382-013-1866-x
- Dirmeyer P. A. y Tawfik A, 2013: Validation of CFSv2 Model Behavior Land-Atmosphere Interactions and the Hydrologic Cycle, Science and Technology Infusion Climate Bulletin NOAA's National Weather Service 38th NOAA Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop College Park, MD.
- Dee, D. P., y coautores, 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor Soc.*, **137**, 553-597, doi:10.1002/qj.828.

- Doblas-Reyes F.J., J. García-Serrano, F. Lienert, A. P. Biescas y L. R. L. Rodrigues, 2013: Seasonal climate predictability and forecasting: status and prospects. *WIREs Clim. Change*, **4**:245–268. doi: 10.1002/wcc.217
- Dorigo, W., R. de Jeu, D. Chung, R. Parinussa, Y. Liu, W. Wagner, y D. Fernández-Prieto, 2012: Evaluating global trends (1988–2010) in harmonized multi-satellite surface soil moisture, *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L18405, doi:10.1029/2012GL052988.
- Dorigo, W. A., Scipal, K., Parinussa, R. M., Liu, Y. Y., Wagner, W., De Jeu, R. A. M., y Naeimi, V., 2010: Error characterization of global active and passive microwave soil moisture datasets. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **14**(12), 2605-2616.
- Dorigo, W.A., y coautores, 2011: The International Soil Moisture Network: A data hosting facility for global in situ soil moisture measurements. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **15** (5), pp. 1675-1698.
- Entin, J.K., Robock, A., Vinnikov, K.Y., Hollinger, S.E., Liu, S. y Namkhai, A., 2000: Temporal and spatial scales of observed soil moisture variations in the extratropics. *J. Geophys. Res.* **105** (D9), 11865–11877.
- Famiglietti, J. S., D. Ryu, A. A. Berg, M. Rodell, y T. J. Jackson, 2008: Field observations of soil moisture variability across scales, *Water Resour. Res.*, **44**, W01423, doi:10.1029/2006WR005804.
- Fan, Y., Li, H., y Miguez-Macho, G., 2013: Global patterns of groundwater table depth. *Science*, **339** (6122), 940-943.
- Ferreira, L., C. Saulo, C. Vera. y P. Gonzalez, 2009: Preliminary Assessment of the soil moisture memory role on southeastern South America summer circulation. *Preprints, 9th Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Melbourne, Australia. Amer. Meteor. Soc.*, 5 pp.

- Frankignoul C, A. Czaja y B. L'Heveder, 1998: Air–sea feedback in the North Atlantic and surface boundary conditions for ocean models. *J. Climate* **11**: 2310–2324.
- Frankignoul C. y Hasselmann K., 1977: Stochastic climate models. Part II: Application to sea-surface temperature variability and thermocline variability. *Tellus*, **29**, 284–305.
- Gilbert, R. O., 1987: Statistical Methods for Environmental Pollution Monitoring, primera ed., 320 pp., Wiley, New York.
- González, P., C. Vera, B. Liebmann y G Kiladis, 2008: Intraseasonal variability insubtropical South America as depicted by precipitation data, *Clim. Dyn.*, **30**:727–744.
- González P., L. Goddard y A.M. Greene, 2012: Twentieth-century summer precipitation in South Eastern South America: comparison of gridded and station data. *Int. J. Climatol.*, **33**(13): 2923–2928, doi:[10.1002/joc.3633](https://doi.org/10.1002/joc.3633).
- González, P; y C. Vera, 2014: Summer precipitation variability over South America on long and short intraseasonal timescales. *Clim. Dyn.*, **43**(7-8) pp 1993-2007.
- Gottschalk, J., J. Meng, M. Rodell y P. Houser, 2005: Analysis of multiple precipitation products and preliminary assessment of their impact on Global Land Assimilation System (GLDAS) land surface states, *J. Hydrometeor.*, **6**(5), 573-598.
- Grenn, P. E., 1978: Analysing Multivariate Data. The Dryden Press. Illinois, USA. 519 pp.
- Grimm, A., V. R. Barros, y M. E. Doyle, 2000: Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. *J. Climate*, **13**, 35–58.
- Grimm, A., J. S. Pal, y F. Giorgi, 2007: Connection between Spring Conditions and Peak Summer Monsoon Rainfall in South America: Role of Soil

- Moisture, Surface Temperature, and Topography in Eastern Brazil. *J. Climate*, **20**, 24, pp. 5929–5945.
- Guo Z. y P.A. Dirmeyer, 2006a. Evaluation of the Second Global Soil Wetness Project soil moisture simulations: 1. Intermodel comparison. *J. Geo. Res.*, **111**: D22S02. DOI:10.1029/2006JD007233.
- Guo, Z., y coautores, 2006b: GLACE: The Global Land-Atmosphere Coupling Experiment. 2. Analysis. *J. Hydrometeor.*, **7**, 611-625, doi: 10.1175/JHM511.1.
- Hansen, M. C., R. S. Defries, J. R. G. Townshend, y R. Sohlberg, 2000: Global land cover classification at 1 km spatial resolution using a classification tree approach, *Int. J. Remote Sens.*, **21**(6–7), 1331–1364, doi:10.1080/014311600210209.
- Hayes, M., M. Svoboda, N. Wall y M. Widhalm, 2011: The Lincoln Declaration on Drought Indices: Universal Meteorological Drought Index Recommended. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **92**, 485–488. doi:<http://dx.doi.org/10.1175/2010BAMS3103.1>
- Heim Jr, R. R., 2002: A review of twentieth-century drought indices used in the United States. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**(8), 1149-1165.
- Hillel, D., 1998: Environmental Soil Physics, 771 pp. Academic Press, San Diego.
- Hollinger, S.E., S.A. Isard, 1994: A soil moisture climatology of Illinois. *J. Climate*, **7**, 822–833.
- Houborg, R., M. Rodell, B. Li, R. Reichle, Y. B. Zaitchik, 2012: Drought indicators based on model assimilated GRACE terrestrial water storage observations, *Wat. Resour. Res.*, **48**, W07525, doi:10.1029/2011WR011291.
- Huang, J., H. M. Van den Dool, Y K. P. Georgakakos, 1996: Analysis of model-calculated soil moisture over the United States (1931-1999) and

- application to long-range temperature forecasts. *J. Climate*, **9**, 1350-1362.
- Huffman G.J., E.F. Stocker, D.T. Bolvin, E.J. Nelkin, 2003: Analysis of TRMM 3-hourly multi-satellite precipitation estimates computed in both real and post-real time. Preprints, *12th Conf. on Satellite Meteorology and Oceanography*, Long Beach, CA, American Meteorological Society, CD-ROM, P4.11.
- Huffman G.J., R.F. Adler, M.M. Morrissey, D.T. Bolvin, S. Curtis, R. Joyce, B. McGavock, J. Susskind, 2001: Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations. *J. Hydrometeor.*, **2**: 36–50.
- Hupet, F., M.C.T. Trought, M. Greven, S.R. Green y B.E. Clothier, 2005: Data requirements for identifying macroscopic water stress parameters: a study on grapevines. *Water Resour. Res.*, **41**, W06008. doi:10.1029/2004WR003609.
- Jackson, R.B., J. Canadell, J.R. Ehleringer, H.A. Mooney, O.E. Sala y E.D. Schulze, 1996: A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. *Oecologia*, **108**, 389–411.
- Jaksa WT, V. Sridhar, J.L. Huntington y M. Khanal, 2013: Evaluation of the Complementary Relationship Using Noah Land Surface Model and North American Regional Reanalysis (NARR) Data to Estimate Evapotranspiration in Semiarid Ecosystems. *J. Hydrometeor.*, **14**: 345–359. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-11-067.1>
- Ji, L., y A. J. Peters, 2003: Assessing vegetation response to drought in the northern Great Plains using vegetation and drought indices. *Rem. Sens. Env.*, **87**, 85-98.
- Jung, M., y coautores, 2010: Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. *Nature*, **467**, 951-954, doi:10.1038/nature09396.

- Kaiser, H. F., 1958: The Varimax criterion for analytic rotation in factor analysis. *Psychometrika*, **23**, 187-200.
- Kanamitsu, M., C.-H. Cheng-Hsuan, J. Schemm, y W. Ebisuzaki, 2000: The predictability of soil moisture and near-surface temperature in hindcasts of the NCEP seasonal forecast model. *J. Climate*, **16**, 510– 521.
- Kato, H., M. Rodell, F. Beyrich, H. Cleugh, E. van Gorsel, H. Liu, y T.P. Meyers, 2007: Sensitivity of Land Surface Simulations to Model Physics, Parameters, and Forcings, at Four CEOP Sites. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85A**, 187-204.
- Kendall, M. G., 1975: *Rank Correlation Methods*. Charles Griffin, 202 pp.
- Koster, R. D., y M. J. Suarez, 1996: Energy and Water Balance Calculations in the Mosaic LSM. NASA Technical Memorandum 104606, **9**, 76 pp.
- Koster, R. D, y P. C. D. Milly, 1997: The interplay between transpiration and runoff formulations in land surface schemes used with atmospheric models. *J. Climate*, **10**, 1578–1591.
- Koster R.D., y coautores, 2004: Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science* **305**: 1138–1140, DOI:10.1126/science.1100217.
- Koster, R.D. y coautores 2006: GLACE: The Global Land–Atmosphere Coupling Experiment. Part I: Overview. *J. Hydrometeor*, **7**, pp. 590–610.
- Koster, R.D, y coautores, 2010: The contribution of land initialization to subseasonal forecast skill: first results from the GLACE-2 Project. *Geophys. Res. Lett.* **37**, L02402. doi:10.1029/ 2009GL041677.
- Koster, R. D., y coautores, 2011: The Second Phase of the Global Land–Atmosphere Coupling Experiment: Soil Moisture Contributions to Subseasonal Forecast Skill. *J. Hydrometeor*, **12**, 805–822. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2011JHM1365.1>

- Krepper, C.M., y G. V.Zucarelli, 2012: Climatology of Water Excess and Shortages in the La Plata Basin. *Theor. Appl. Climatol.*, **102**, 13-27.
- Landerer, F. W., y S. C. Swenson. 2012: Accuracy of scaled GRACE terrestrial water storage estimates. *Wat. Resour. Res.*, 48.4.
- Lawrence, J. E., y G. M. Hornberger, 2007: Soil moisture variability across climate zones, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L20402, doi:[10.1029/2007GL031382](https://doi.org/10.1029/2007GL031382).
- Liang, X., D. P. Lettenmaier, E. F. Wood, y S. J. Burges, 1994: A Simple hydrologically Based Model of Land Surface Water and Energy Fluxes for GSMs. *J. Geophys. Res.*, **99**(D7), 14,415-14,428.
- Liang, X., D. P. Lettenmaier y E. F. Wood, 1996: One-dimensional Statistical Dynamic Representation of Subgrid Spatial Variability of Precipitation in the Two-Layer Variable Infiltration Capacity Model. *J. Geophys. Res.*, **101**(D16) 21,403-21,422.
- Lloyd-Hughes, B., and M.A. Saunders, 2002: A drought climatology for Europe. *Int. J. Climatol.*, **22** (13), 1571-1592.
- Liebmann B. y D. Allured, 2005: Daily precipitation grids for South America. *Bull. Am. Meteorol Soc.*, **86**(11):1567–1570
- Liu Z, M. Notaro, J. Kutzbach y N. Liu, 2006: Assessing global vegetation–climate feedbacks from observations. *J. Climate* **19**: 787–814.
- Liu, Y. Y., W. A. Dorigo, R. M. Parinussa, R. A. M. De Jeu, W. Wagner, M. F. McCabe, J. P. Evans, y A. I. J. M. van Dijk, 2012: Trend-preserving blending of passive and active microwave soU moisture retrievals. *Remote Sens. Environ.*, **123**, 280-297, doi:10.1016/j.rse.2012.03.014.
- Livneh B., Y. Xia, K.E. Mitchell, M.B. Ek, y D.P. Lettenmaier, 2010: Noah LSM Snow Model Diagnostics and Enhancements. *J. Hydrometeor.*, **11**: 721–738. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/2009JHM1174.1>.

- Lloyd-Hughes, B., y M.A. Saunders, 2002: A drought climatology for Europe. *Int. J. Climatol.*, **22**, 1571–1592, doi:10.1002/joc.846.
- Ma H.Y., C.R. Mechoso, Y. Xue, H. Xiao, C.M. Wu, J.L. Li, y F. de Sales, 2011: Impact of land surface processes on the South American warm season climate. *Clim. Dyn.* **37**: 187–203, DOI: 10.1007/s00382-010-0813-3.
- Mahrt, L., y M. Ek, 1984: The influence of atmospheric stability on potential evaporation. *J. Climate Appl. Meteor.*, **23**, 222-234.
- Mann, H. B., 1945: Non-parametric test against trend. *Econometrika*, **13**, 245-259.
- Marengo J. A., y coautores, 2012: Review: Recent developments on the South American monsoon system. *Int. J. Climatol.*, **32**: 1–21. DOI: 10.1002/joc.2254.
- McKee, T. B., N. J. Doesken, y J. Kleist, 1993: The relationship of drought frequency and duration to time scales. *Preprints, 8th Conference on Applied Climatology, Anaheim, CA, Amer. Meteor. Soc.*, 179-184.
- Mei R y G. Wang, 2012: Summer land-atmosphere coupling strength in the United States: Comparison among observations, reanalysis data and numerical models. *J. Hydrometeor.*, **13**, 1010–1022. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-11-075.1>
- Meyer-Christoffer A., A. Becker, P. Finger, B. Rudolf, U. Schneider, y M. Ziese, 2011: GPCC Climatology Version 2011 at 1.0: Monthly Land-Surface Precipitation Climatology for Every Month and the Total Year from Rain-Gauges built on GTS-based and Historic Data. DOI:10.5676/DWD_GPCC/CLIM_M_V2011_100.
- Mitchell T.D., y P.D. Jones, 2005: An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *Int. J. Climatol.*, **25**: 693-712 [DOI:10.1002/joc.1181](https://doi.org/10.1002/joc.1181).

- Mittelbach, H., y S. I. Seneviratne, 2012: A new perspective on the spatio-temporal variability of soil moisture: temporal dynamics versus time-invariant contributions. *Hydrology and Earth System Sciences* **16.7**, 2169-2179.
- Mueller B. y S.I. Seneviratne, 2012: Hot days induced by precipitation deficits at the global scale. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **109**(31), 12,398–12,403.
- Nogués-Paegle J., y K.C. Mo, 2002: Linkages between summer rainfall variability over South America and sea surface temperature anomalies. *J. Climate* **15**: 1389–1407.
- North, G.R., T.L. Bell, R.F. Cahalan y F. J. Moeng, 1982: Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 699-706.
- Notaro M., Z. Liu, y J.W. Williams, 2006: Observed vegetation–climate feedbacks in the United States. *J. Climate*, **19**: 763–786.
- Notaro, M. 2008: Statistical identification of global hot spots in soil moisture feedbacks among IPCC AR4 models. *J. Geophys. Res.*, **113**, D09101, doi:10.1029/2007JD009199.
- Orlowsky, B., y S. I. Seneviratne, 2010: Statistical Analyses of Land–Atmosphere Feedbacks and Their Possible Pitfalls. *Journal of Climate* **23**: 3918–3932. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/2010JCLI3366.1>.
- Penalba, O.C., y J.A. Rivera, 2013: Future changes in drought characteristics over Southern South America projected by a CMIP5 ensemble. *Amer. J. Clim. Change*, **2** (3), 173-182.
- Penalba O.C., J.A. Rivera y V.C. Pántano, 2014: The CLARIS LPB database: constructing a long-term daily hydro-meteorological dataset for La Plata Basin, Southern South America. *Geoscience Data Journal*. doi: 10.1002/gdj3.7

- Pessacg, N. L. y S. Solman, 2011: Impacts of land use changes over southern South American climate: a modeling study using the MM5 regional model. *CLIVAR Exchanges*. Special Issue on LPB No. 57 (Vol 16 No.3)
- Peters-Lidard, C. D., y coautores, 2007: High-performance Earth system modeling with NASA/GSFC's Land Information System. *Innovations Syst. Software Eng.*, **3**, 157–165. doi:10.1007/s11334-007-0028-x.
- Pozzi, Will, y coautores, 2013: Toward Global Drought Early Warning Capability: Expanding International Cooperation for the Development of a Framework for Monitoring and Forecasting. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **94**, 776–785. doi:
- Quan, X.-W., M.P. Hoerling, B. Lyon, A. Kumar, M.A. Bell, M.K. Tippett, y H. Wang, 2012: Prospects for Dynamical Prediction of Meteorological Drought. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **51**, 1238–1252. Doi <http://dx.doi.org/10.1175/JAMC-D-11-0194.1>
- Rebel, K. T., R. A. M. de Jeu, P. Ciais, N. Viovy, S. L. Piao, G. Kiely, y A. J. Dolman, 2012: A global analysis of soil moisture derived from satellite observations and a land surface model, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **16**(3), 833–847, doi:10.5194/hess-16-833-2012.
- Reichle, R. H., R. D. Koster, G. J. M. De Lannoy, B. A. Forman, Q. Liu, S. P. P. Mahanama, y A. Toure, 2011: Assessment and enhancement of MERRA land surface hydrology estimates. *J. Climate*, **24**, 6322–6338.
- Reynolds, C.A, Jackson, T. J. y Rawls, W.J., 1999: Estimated Available Water Content from the FAO Soil Map of the World, Global Soil Profile Databases, Pedo-transfer Functions. Data from the USDA Agricultural Research Service. Published by the NOAA National Geophysical Data Center, Boulder, CO.
- Richman M.B. y P.J. Lamb, 1985: Climatic pattern analysis of 3-and 7-day summer rainfall in the central United States: Some methodological considerations and a regionalization. *J. Climate Appl. Meteor.*, **24**, 1325–1343.

- Rienecker, M. M., y coautores, 2011: MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications. *J. Climate*, **24**,3624-3648.
- Rivera J. A., 2014: Aspectos climatológicos de las sequías meteorológicas en el sur de Sudamérica. Análisis regional y proyecciones futuras. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, 351 pp. http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_5504_Rivera.pdf
- Robinson, D.A., C.S. Campbell, J.W. Hopmans, B.K. Hornbuckle, S.B. Jones, R. Knight, F. Ogden, J. Selker, y O. Wendroth, 2008: Soil moisture measurements for ecological and hydrological watershed scale observatories: a review. *Vadose Zone J.* **7**, 358–389. doi:10.2136/vzj2007.0143.
- Robinson I., N. Juárez, W. Li, R. Fu, K. Fernandes, y A. de Oliveira Cardoso, 2009: Comparison of Precipitation Datasets over the Tropical South American and African Continents. *J. Hydrometeor* **10**, 289–299. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2008JHM1023.1>
- Robock, A., C.A. Schlosser, K.Ya. Vinnikov, N.A. Speranskaya, J.K. Entin, y S. Qiu, 1998: Evaluation of the AMIP soil moisture simulations. *Glob. Planet. Change*, **19**, 181–208.
- Rodell, M., P. R. Houser, U. Jambor, J. Gottschalck, K. Mitchell, C.-J. Meng, K. Arsenault, B. Cosgrove, J. Radakovich, M. Bosilovich, J. K. Entin, J. P. Walker, D. Lohmann, y D. Toll, 2004: The Global Land Data Assimilation System. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85**(3): 381-394.
- Rodell, M., J. Chen, H. Kato, J. Famiglietti, J. Nigro, y C. Wilson, 2006: Estimating ground water storage changes in the Mississippi River basin (USA) using GRACE. *Hydrogeology J.*, doi:10.1007/s10040-006-0103-7
- Rui H., 2012: Document for the Global Land Data Assimilation System Version 2 (GLDAS-2) Products (<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/hydrology/documentation>).

- Ruscica, R. C., A. A. Sörensson y C. G. Menéndez, 2014: Hydrological links in Southeastern South America: soil moisture memory and coupling within a hot spot. *Int. J. Climatol.*, **34**: 3641–3653. doi:10.1002/joc.3930
- Saha S., y coautores, 2010: The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **91**, 1015–1057.
- Saha S., y coautores, 2014: The NCEP Climate Forecast System Version 2. *J. Climate*, **27**, 2185–2208. doi:<http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00823.1>
- Salgado H., 2009: Estimación de la variabilidad de la humedad del suelo en base a modelización hidrológica y teledetección en la cuenca del arroyo Pablo Acosta, provincia de Buenos Aires, Argentina. Tesis Doctoral UBA, EPG FAUBA, 118 pp.
- Salvucci, G.D., J.A. Saleem y R. Kaufmann, 2002: Investigating soil moisture feedbacks on precipitation with tests of Granger causality. *Adv Water Res.*, **25**, 1305–1312.
- Saulo, C., P. González, L. Ferreira y C. Vera, 2009: Preliminary assessment of the soil moisture memory role on Southeastern South America summer circulation. *CLIVAR-Exchanges* 51, vol. 14, n 5, 5-7 (<http://www.clivar.org/publications/exchanges/exchanges.php>).
- Saulo, C., L. Ferreira, J. Nogués Paegle, M. Seluchi, J. Ruiz, 2010: Land–Atmosphere Interactions during a Northwestern Argentina Low Event. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 2481-2498. doi: 10.1175/2010MWR3227.1
- Schaaake J., y coautores, 2004: An intercomparison of soil moisture fields in the North American Land Data Assimilation System (NLDAS). *J. Geo Res.*, **109**: D01S90, DOI: 10.1029/2002JD003309.
- Schenk, H.J., y R.B. Jackson, 2002: Rooting depths, lateral root spreads and below-ground/above-ground allometries of plants in water-limited ecosystems. *J. Ecol.* **90**, 480–494.

- Schneider U., A. Becker, P. Finger, A. Meyer-Christoffer, B. Rudolf y M. Ziese, 2011: GPCC Full Data Reanalysis Version 6.0 at 1.0°: Monthly Land-Surface Precipitation from Rain-Gauges Built on GTS-based and Historic Data. doi:10.5676/DWD_GPCC/FD_M_V6_100
- Seiler, R. A., M. Hayes, y L. Bressan, 2002: Using the standardized precipitation index for flood risk monitoring. *Int. J. Climatol.*, **22**, 1365–1376.
- Sen, P. K., 1968: Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *J. Am. Stat. Assoc.*, **63**, 1379–1389, doi:10.1080/01621459.1968.10480934.
- Seneviratne S.I., D. Luthi, M. Litschi, y C. Schar, 2006: Land atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature* **443**: 205– 209, DOI:10.1038/nature05095.
- Seneviratne S. I., T. Corti, E. L. Davin, M. Hirschi, E. B. Jaeger, I. Lehner, B. Orlowsky, y A. J. Teuling, 2010: Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, **99**: 125–161.
- Sheffield J., G. Goteti, y E.F. Wood. 2006: Development of a 50-yr high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling. *J. Climate* **19** (13): 3088-3111.
- Sims, A.P., D.S. Niyogi, y S. Raman, 2002: Adopting drought indices for estimating soil moisture: a North Carolina case study. *Geophys. Res. Lett.* **29** (8): 24-1–24-4.
- Sörensson, A.A., C.G. Menéndez, P. Samuelsson y U. Hansson, 2010: Soil-precipitation feedbacks during the South American Monsoon as simulated by a regional climate model. *Climatic Change*, **98**, 429-447.
- Sörensson, A.A. y C.G. Menéndez, 2011: Summer soil-precipitation coupling in South America. *Tellus A*, **63**: 56–68. doi: 10.1111/j.1600-0870.2010.00468.

- Spennemann P.C., y A.C. Saulo, 2014: An estimation of the land-atmosphere coupling strength in South America using the Global Land Data Assimilation System. *Int. J. Climatol.* En Prensa.
- Spennemann, P. C., J. A. Rivera, A.C. Saulo, y O.C. Penalba, 2014: A comparison of GLDAS Soil Moisture anomalies against Standardized Precipitation Index and multi-satellite estimations over South America. *J. Hydrometeor.* En Prensa
- Sperry, J.S., U.G. Hacke, R. Oren, J.P. Comstock, 2002: Water deficits and hydraulic limits to leaf water supply. *Plant Cell Environ.* **25**, 251–263.
- Sridhar V., R.L. Elliott, y F. Chen, 2003: Scaling effects on modeled surface energy-balance components using the NOAA-OSU land surface model. *J. Hydrology*, **280**(1): 105-123.
- Stensrud, 2007: Parameterization Schemes: Keys To Understanding Numerical Weather Prediction Models, 480pp. Cambridge University Press.
- Sun S. y G. Wang, 2012: The complexity of using a feedback parameter to quantify the soil moisture-precipitation relationship. *J. Geo. Res.* **117**, D11113, DOI:10.1029/2011JD017173.
- Syed, T. H., T. Famiglietti, M. Rodell, J. Chen, y C.R. Wilson, 2008: Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS. *Water Resour. Res.*, **44**(2).
- Szalai, S., C. Szinell, y J. Zoboki, 2000: Drought monitoring in Hungary. *Early Warning Systems for Drought Preparedness and Drought Management*, WMO, 161–176.
- Torrence, C. y G.P. Compo, 1998: A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 61-78.
- van den Hurk B., F.J. Doblas-Reyes, G. Balsamo, R.D. Koster, S.I. Seneviratne, y H. Camargo, 2012: Soil moisture effects on seasonal temperature and

- precipitation forecastscores in Europe. *Clim Dyn*, 38:349–362.doi:10.1007/s00382-010-0956-2.
- Vera C.S., y coautores, 2006: The South American Low-Level Jet Experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**: 63–77.
- Vinnikov K.Ya., A. Robock, N.A. Speranskaya, y A. Schlosser, 1996: Scales of temporal and spatial variability of midlatitude soil moisture. *J. Geophys. Res.*, **101** (D3), 7163–7174.
- von Storch, H., y F. W. Zwiers, 1999: Statistical Analysis in Climate Research, 499 pp., Cambridge Univ. Press, New York.
- Wagner, W., W. Dorigo, R. de Jeu, D. Fernandez, J. Benveniste, E. Haas, M. Ertl, 2012: Fusion of active and passive microwave observations to create an Essential Climate Variable data record on soil moisture. *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences (ISPRS Annals)*, **I-7**, XXII ISPRS Congress, Melbourne, Australia, 25 August-1 September 2012, 315-321.
- Wahr, J., M. Molenaar, y F. Bryan, 1998: Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE. *J. Geophys. Res.*, **103**, 30,205–30,230, doi:10.1029/98JB02844.
- Weedon, G. P., y coautores, 2011: Creation of the WATCH Forcing Data and Its Use to Assess Global and Regional Reference Crop Evaporation over Land during the Twentieth Century. *J. Hydrometeor*, **12**, 823–848.doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2011JHM1369.1>
- Wei J, R.E. Dickinson, y H. Chen, 2008: A negative soil moisture–precipitation relationship and its causes. *J. Hydrometeor*, **9**, 1364–1376, DOI:10.1175/2008JHM955.1.
- Wilks, D. S., 2011: Statistical methods in the atmospheric sciences. *Academic press.*, **100**.

- Wilson D. J., A.W. Western, y B. Rodger, 2004: Grayson Identifying and quantifying sources of variability in temporal and spatial soil moisture observations. *Water Resour. Res.*, **40**, W02507, doi:10.1029/2003WR002306.
- World Meteorological Organization (WMO), 2012: Standardized Precipitation Index User Guide. WMO-No. 1090, Geneva, Switzerland, 24 pp. ISBN 978-92-63-11091-6.
- Xia Y., M. Ek, J. Sheffield, B. Livneh, M. Huang, H. Wei, S. Feng, L. Luo, J. Meng, y E. Wood, 2013: Validation of Noah-Simulated Soil Temperature in the North American Land Data Assimilation System Phase 2. *J. App Meteor. Climatol.*, **52** (2), pp. 455-471. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/JAMC-D-12-033.1>
- Xue, Y., F. de Sales, W.P. Li, C.R. Mechoso, C.A. Nobre, y H.M. Juang, 2006: Role of Land Surface Processes in South American Monsoon Development. *J. Climate*, **19**, pp. 741–762.
- Zaitchik, B.F., M. Rodell, y F. Olivera, 2010: Evaluation of the Global Land Data Assimilation System using global river discharge data and a source to sink routing scheme, *Water Resour. Res.*, **46**, W06507, doi:10.1029/2009WR007811.
- Zeng X.B., M. Barlage, C. Castro, y K. Fling, 2010: Comparison of land–precipitation coupling strength using observations and models. *J. Hydrometeor.*, **11**, 979–994.
- Zhang J., W.-C. Wang, y J. Wei, 2008: Assessing land-atmosphere coupling using soil moisture from the Global Land Data Assimilation System and observational precipitation. *J. Geophys. Res.*, **113**, D17119, doi: 10.1029/2008JD009807.
- Zhang, L., P. A. Dirmeyer, J. Wei, Z. Guo, y C.-H. Lu, 2011: Land-atmosphere coupling strength in the Global Forecast System. *J. Hydrometeor.*, **12**, 147-156, doi: 10.1175/2010JHM1319.1.

Zhou J., y W.K.M. Lau, 2001: Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. *Int. J. Climatol.*, **21**: 623–1644.

Lic. Pablo C. Spennemann

A handwritten signature in blue ink, appearing to read 'Dra. A. Celeste Saulo', with a stylized flourish at the end.

Dra. A. Celeste Saulo