

Tesis Doctoral

Extremos de temperaturas en Argentina: cambios observados en la variabilidad espacio-temporal y su relación con otras características del sistema climático

Barrucand, Mariana Graciela

2008

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:

Barrucand, Mariana Graciela. (2008). Extremos de temperaturas en Argentina: cambios observados en la variabilidad espacio-temporal y su relación con otras características del sistema climático. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:

Barrucand, Mariana Graciela. "Extremos de temperaturas en Argentina: cambios observados en la variabilidad espacio-temporal y su relación con otras características del sistema climático". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2008.

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

*EXTREMOS DE TEMPERATURAS EN ARGENTINA: CAMBIOS
OBSERVADOS EN LA VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL Y SU
RELACIÓN CON OTRAS CARACTERÍSTICAS DEL SISTEMA
CLIMÁTICO*

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

Mariana Graciela Barrucand

Directora de tesis: Dra. Matilde Mónica Rusticucci
Consejero de Estudios: Dr. Walter Mario Vargas

Buenos Aires, 2008

*EXTREMOS DE TEMPERATURAS EN ARGENTINA: CAMBIOS
OBSERVADOS EN LA VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL Y SU
RELACIÓN CON OTRAS CARACTERÍSTICAS DEL SISTEMA
CLIMÁTICO*

Resumen

El presente trabajo de tesis estudia la variabilidad en la frecuencia de temperaturas extremas en la Argentina durante el período 1959-2003. Se analizan tres aspectos específicos: *la homogeneidad espacial* que tienen los extremos de temperatura en Argentina, *la variabilidad temporal* de los mismos y *la relación con otras características del sistema climático*.

El *análisis de homogeneidad espacial* mostró algunas diferencias respecto al tipo de extremo analizado y permitió la selección de estaciones de referencia para estudios ulteriores.

El *análisis de variabilidad temporal* mostró tendencias significativas negativas (positivas) en la frecuencia de noches frías (cálidas) entre los meses de octubre y marzo, siendo estos últimos los de mayores cambios. Esto indica una extensión de las condiciones cálidas desde los comienzos de la primavera hasta el comienzo del otoño. En los meses de época fría (abril a septiembre) se destaca un aumento en la frecuencia de noches cálidas, excepto en julio que presenta una tendencia negativa en el centro-este del país. En términos generales, se observa una disminución en la frecuencia de días cálidos en gran parte del año. Las excepciones están dadas para los meses de agosto y octubre.

Los resultados encontrados son congruentes con una disminución en la amplitud térmica observada en todo el país durante todo el año, a excepción del mes de julio y en algunas estaciones del sur del país. Se encontró un aumento en el porcentaje de días con cielo cubierto, y mayor disponibilidad de humedad en el aire.

El principal modo de variabilidad encontrado corresponde a una onda de 8 años en los índices de extremos de temperatura (especialmente en la frecuencia de noches frías), en la temperatura superficial del mar (TSM) y en el Modo Anular del Sur (SAM), que actuaría como modulador de la variabilidad de los extremos de temperatura y las TSM en dicha escala temporal. Este modo de variabilidad común aparece más fuertemente en primavera en las estaciones situadas al norte de los 40 °S. La señal se debilita a principios de los 90, momento a partir de cual empieza a reflejarse más al sur. Esto plantea la hipótesis sobre un posible cambio en las relaciones del sistema climático en la década del 90.

Palabras clave: *temperaturas extremas - variabilidad – tendencias – temperatura superficial del mar - SAM – análisis de wavelets – Argentina*

Temperature Extremes in Argentina: observed changes in the spatial and temporal variability and the relationship with other characteristics of the climatic system

Abstract

This thesis is about the variability of temperature extreme frequencies in Argentina during 1959-2003. Three specific aspects are analysed: the *spatial homogeneity* of temperature extremes in Argentina, its *temporal variability*, and the relationship with other *characteristics of the climatic system*.

The *spatial homogeneity* analysis showed some differences depending on the extreme variable analysed and it permitted to select some reference stations for other studies.

The *temporal variability* analysis showed significant negative (positive) trends in the cold (warm) night series between October and March. These months were the most affected by these changes. These features indicate an extension of the warm conditions towards the early spring and the beginning of autumn. An increase of warm nights is noticeable during the cold season (April to September), except for July, which showed a negative trend in the centre-east of the country. In general terms, a decrease of warm days is observed all year round, except for August and October.

The results are consistent with a decrease in the diurnal temperature range in the country all year round, except for July and some stations in the south of Argentina. An increase of the percentage of days with covered sky and humid conditions were also found.

The principal variability mode found in this analysis was an 8 year signal in the temperature indices (specially in the cold night frequencies), the sea surface temperature (SST) and the Southern Annular Mode (SAM). This mode would act as a modulator of the temperature extreme frequencies and the TSM at that temporal scale. This common variability mode appears strongly during spring at those stations northward of 40°S. The signal vanishes at the earlier 90's, when it begins to be reflected to the south. It raises the hypothesis about a possible change in the climatic system relationships during the 90's.

Key words: *extreme temperatures – temporal variability – trends – SST – SAM – wavelet analysis – spatial homogeneity - Argentina*

Agradecimientos

Esta tesis no hubiese sido posible sin la ayuda de muchas personas e instituciones que apoyaron y acompañaron todo el proceso de formación y trabajo durante estos años. Mi más sentido agradecimiento

- a la Dra. Matilde Rusticucci, que ofició de guía en este trabajo y me alentó siempre a “dar un paso más” de lo que en un principio me hubiese animado, respetando siempre mi realidad personal y apoyándome en mis decisiones.
- al Dr. Vargas que nos acompañó dándonos su opinión experta, siempre muy atento a todo lo que involucraba mi trabajo cotidiano y a mi persona.
- a todos los docentes, compañeros de estudio y de trabajo con quienes compartimos el día a día, en especial a Olga, María Laura y Paula que me escucharon, acompañaron y me ayudaron cada vez que lo necesitaba (lo cual ocurría repetidamente), a Eduardo, Diego y Madeleine, porque desde cerca o lejos “siempre están”, a Bárbara y Federico en quienes encontré nuevas manos amigas, siempre dispuestos a ayudar, a Lorena y Yanina, con quienes comparto de manera especial este final.
- a todas las maestras y el personal del Jardín Maternal “Mi Pequeña Ciudad”, por el amor y la alegría compartida junto con mis hijos.
- y en forma muy especial debo agradecer a mi familia, mis amores “grandes” y “chiquitos”, mis padres, mis hermanos, mis suegros, por la ayuda “infinita” brindada cada día de mi vida

Distintas instituciones nacionales y extranjeras han contribuido a la ejecución de este trabajo de tesis a través de becas y subsidios de investigación

Becas de formación doctoral otorgadas por CONICET y por la ANPCyT

Proyecto de investigación CONICET CODIGO: PIP5139 (2005-2006)

Proyectos de investigación UBA: X234 (2004-2007) - X135 (2004-2007)-
X102 (2001-2003)

Proyectos de investigación ANPCyT: BID 1728/OC-AR-PICT 38273 (2007-2009)

BID 1201/OC-AR PICT 07-06921 (1999-2004)

Proyecto CLARIS (A Europe-South America Network for Climate Change Assessment and Impact Studies (2000-2004)

*A mi esposo Carlos
y mis tres hijos
Ana Laura, María Belén y Juan Martín*

INDICE

Resumen.....	i
Abstract.....	iii
Agradecimientos.....	v
Capítulo 1: Sobre el estudio de extremos climáticos	
1.1 Objetivos y naturaleza original del trabajo.....	1
1.2 Antecedentes.....	2
1.3 Los distintos enfoques para el tratamiento de las “series de extremos”.....	7
1.4 El uso de los índices para el estudio del clima.....	10
1.5 Consideraciones sobre el tratamiento de la información en el caso de extremos de temperatura y otras variables climáticas.....	12
Resumen del capítulo 1.....	18
Capítulo 2: La homogeneidad espacial de las series de extremos de temperatura	
2.1 Introducción.....	19
2.2 Aspectos metodológicos sobre el análisis de homogeneidad espacial.....	20
2.3 Homogeneidad espacial de los índices: escala anual.....	24
2.4 Homogeneidad espacial de los índices: discriminación estacional.....	27
2.5 Cambios en la homogeneidad espacial de los extremos de temperatura con el tiempo.....	30
Resumen del capítulo 2.....	33
Capítulo 3: Estudio de tendencias	
3.1 Estadísticas.....	34
3.2 Una primera mirada a la variabilidad temporal.....	37
3.2.1 Tendencia de valores medios y desviación estándar de temperaturas mínimas y máximas.....	39
3.2.2 Tendencia de frecuencia de días con temperaturas mínimas y máximas extremas.....	42
3.3 Índices y tendencias en el período 1959-2003.....	45
3.4 La amplitud térmica.....	53
Resumen del capítulo 3.....	56

Capítulo 4: Algunos aspectos de la nubosidad y la humedad y su relación con los índices de temperaturas extremas

4.1 Introducción.....	58
4.2 Características de la nubosidad total y su variabilidad.....	61
4.2.1 Climatología.....	61
4.2.2 Variabilidad temporal.....	62
4.3 Climatología de las temperaturas de rocío: valores medios y variabilidad en la frecuencia de extremos.....	66
4.3.1 Estadística básica.....	66
4.3.2 Los cambios observados.....	68
Resumen del capítulo 4.....	73

Capítulo 5: Análisis de otras escalas de variabilidad temporal

5.1 Introducción.....	74
5.2 La transformada wavelet y su aplicación a series geofísicas.....	75
5.2.1 Aspectos metodológicos generales.....	75
5.2.2 Aspectos metodológicos específicos.....	78
5.3 Principales modos de variabilidad de los índices de extremos fríos.....	79
5.3.1 Análisis de frecuencias de noches frías (TN10).....	79
a) Características generales de la frecuencia de noches frías.....	79
b) Variabilidad interanual de la frecuencia de noches frías.....	82
5.3.2 Análisis de frecuencias de días fríos (TX10).....	85
a) Características generales de la frecuencia de días fríos.....	85
b) Variabilidad interanual de la frecuencia de días fríos.....	87
5.4 Principales modos de variabilidad de los índices de extremos cálidos.....	89
5.4.1 Análisis de frecuencias de noches cálidas (TN90).....	89
a) Características generales de la frecuencia de noches cálidas.....	89
b) Variabilidad interanual de la frecuencia de noches cálidas.....	91
5.4.2 Análisis de frecuencias de días cálidos (TX90).....	92
a) Características generales de la frecuencia de días cálidos.....	92
b) Variabilidad interanual de la frecuencia de días cálidos.....	93
Resumen del capítulo 5.....	95

Capítulo 6: Relaciones entre los extremos de temperatura y los océanos: la importancia del Océano Atlántico Sur

6.1 Modos de variabilidad de las TSMs del Atlántico: estudios previos	96
6.2 Los extremos de temperatura en Argentina y su relación con el Atlántico.....	99
6.2.1 Introducción.....	99
6.2.2 Climatología de las zonas oceánicas.....	101
6.2.3 Asociación de las series de TSM con los extremos de temperatura.....	105
a) Extremos cálidos TN90 y TX90.....	105
b) Extremos fríos TN10 y TX10.....	106
6.2.4 Correlaciones con desfase entre 1 y 3 meses.....	107

6.3 Las escalas de variabilidad temporal predominantes en el Océano Atlántico.....	110
6.3.1 Análisis Inter-estacional.....	110
6.3.2 Análisis interanual.....	113
6.4 Modos de variabilidad común TSM-extremos de temperatura.....	114
6.4.1 Espectro de wavelet cruzado y coherencia.....	114
6.4.2 TSM vs. Índices de temperatura: variabilidad común de las series en el espacio de tiempo-frecuencia.....	116
Resumen del capítulo 6.....	123

Capítulo 7: Modos de variabilidad común entre la frecuencia de extremos de temperatura y otras variables del sistema climático

7.1 Índices asociados con el Océano Pacífico.....	125
7.2 Flujos meridionales y zonales.....	128
7.3 El SAM.....	136
Resumen del capítulo 7.....	143

Conclusiones.....	145
--------------------------	------------

Anexo

Pruebas metodológicas sobre el análisis de wavelet y wavelet cruzado.....	149
---	-----

Bibliografía.....	154
--------------------------	------------

Capítulo 1: Sobre el estudio de extremos climáticos

1.1 Objetivos y naturaleza original del trabajo

Si bien desde hace unos años se está tomando conciencia de la importancia del estudio de los extremos climáticos por la vulnerabilidad de nuestra sociedad y su infraestructura a dichos eventos, los estudios siguen siendo escasos, especialmente para la región de Sudamérica y, en particular, Argentina. El IPCC ya en su tercer informe de evaluación (Houghton y otros, 2001) indica que los impactos del cambio climático serán particularmente advertidos a través de cambios en los eventos extremos, y esos cambios son extremadamente importantes debido a que ellos podrán causar tensión o exceder nuestras adaptaciones presentes a la variabilidad climática.

En el presente trabajo de tesis se estudian algunas características de los extremos de temperatura máxima y mínima en Argentina durante el periodo 1959-2003. Se analiza la homogeneidad espacial y, en especial, la variabilidad temporal de los mismos, analizando no solamente las tendencias observadas dentro del período analizado, sino también la presencia de ciclos o señales en distintas escalas y su relación con otras variables del sistema climático, tales como la nubosidad o la temperatura superficial del mar. Para lograr este objetivo, se consideran índices de extremos internacionalmente utilizados (que tienen en cuenta temperaturas máximas y mínimas diarias) y se utilizan distintas metodologías

estadísticas para evaluar la magnitud y alcance de cambios encontrados en los análisis exploratorios iniciales y estudios previos.

Las nuevas tecnologías han permitido mejorar sustancialmente la información de muchas variables meteorológicas a partir del advenimiento de los satélites. Esto resulta en nuevas y mejores bases de datos de reanálisis disponibles. Esta información (Kalnay, 1996) es utilizada en este trabajo para la exploración de las razones físicas asociadas con los cambios observados. Se analizan índices de circulación atmosférica y la temperatura superficial del mar, entre otros factores.

El objetivo de este trabajo de tesis, es determinar los aspectos fundamentales de la variabilidad de ocurrencia de los extremos de temperatura diaria en la Argentina a escala mensual y estacional, y su relación con otras características del sistema climático, con el objetivo ulterior de que los resultados sean considerados en modelos estadísticos y dinámicos de pronóstico climático de ocurrencia de extremos de temperatura. Asimismo identificar los cambios climáticos observados en estas variables de forma que puedan ser comparados con las proyecciones de cambio climático futuro.

1.2 Antecedentes

El clima de la tierra ha influido, influye e influirá en el comportamiento de todos los seres vivos, pero la capacidad de adaptación de los mismos es particularmente crítica frente a los que denominamos “extremos climáticos”. En los últimos años este tema ha tomado más relevancia en las investigaciones a nivel mundial, ante una reconocible necesidad de monitorear los eventos extremos. Esto implica afrontar dificultades específicas diferentes al

estudio de valores medios, tanto sea por cuestiones relacionadas a los valores a analizar (el problema de los valores fuera de rango ('outliers') se vuelve crítico, ya que hay que tener especial cuidado en la aceptación o no de determinado dato) o por la distribución asociada a la variable a estudiar, que al diferir en muchos casos a una distribución normal, requiere herramientas estadísticas especiales para su tratamiento. En el estudio de valores extremos en el hemisferio sur –y dentro de Sudamérica más precisamente- se suma una dificultad adicional que tiene que ver con la disponibilidad de información, mucho más restringida que la del Hemisferio Norte.

En nuestro país, los estudios realizados sobre extremos de temperatura se han referido en varias ocasiones a estudios de caso, especialmente los referentes a extremos fríos (heladas), por tratarse de tema sensible a la agricultura en nuestro país. Entre los primeros trabajos que se encuentran en la literatura, se destaca el de Scian (1970), que estudió la situación sinóptica asociada con las temperaturas extremadamente bajas, que produjeron excepcionales heladas en amplias zonas de la Argentina durante la primera quincena de junio en 1967. Otro estudio de caso puede verse en Cerne y Rusticucci (1997), quienes analizaron la circulación asociada con una ola de frío extrema de verano que arribó hasta el sur de Brasil. Escobar y otros (1996), describen el comportamiento de la troposfera y baja estratosfera en relación a enfriamientos en superficie que llevan a la ocurrencia de heladas tardías en Neuquén. Rusticucci y Vargas (1995a), analizaron por primera vez sobre Argentina, la circulación de superficie en situaciones de temperatura extremas, olas de frío y de calor, desde el punto de vista climático sinóptico, para varios inviernos y veranos y en casos particulares. Otros trabajos que analizan las incursiones de aire frío en Sudamérica durante varios años de análisis pueden verse en Garreaud (1999), quien realiza un análisis de la estructura media y la dinámica asociada con las irrupciones de aire frío sobre

Sudamérica subtropical, en Vera y Vigliarolo (2000), quienes realizaron un diagnóstico de la estructura y procesos dinámicos de las olas de frío sobre la región en 6 inviernos y en Escobar y otros (2004), en donde se analizan secuencias de patrones de 1000 hpa. y 500 hpa. asociados con irrupciones de aire frío en el centro de Argentina durante los meses de mayo a septiembre. En este trabajo destacan también la importancia de los descensos significativos de temperatura para el consumo de gas, tema que es estudiado en un trabajo previo por Escobar y Bischoff (1999). Para la detección de estas irrupciones de aire frío, estos mismos autores establecieron un criterio de detección a partir de los descensos interdiurnos de temperatura (Escobar y Bischoff, 2001). Estudios específicos sobre heladas pueden encontrarse en Muller y otros (2000), donde se analiza la relación entre los eventos ENSO y las heladas de la Pampa húmeda Argentina y otro posterior (Muller y otros, 2003) en donde se analiza la circulación asociada a heladas en la pampa húmeda.

Los estudios de extremos cálidos han sido menos estudiados en nuestro país. Campetella y Rusticucci (1998), estudiaron la circulación asociada con la ola de calor extrema ocurrida en marzo de 1980 en Buenos Aires, que entre otros impactos produjo la suspensión de clases. Otro estudio de caso puede encontrarse en Cerne y otros (2007), quienes analizan la naturaleza de una ola de calor detectada en el centro de Argentina en el verano 2002/2003, durante un proyecto especial sobre la corriente en chorro en capas bajas en Sudamérica (Salljex).

Entre los trabajos que estudian la influencia del ENSO sobre la frecuencia de temperaturas extremas en el país puede mencionarse a Rusticucci y Vargas (2002), quienes encontraron que distintos episodios de La Niña producen efectos más homogéneos en los extremos de temperatura que las fases El Niño, lo que hace más fácil su predicción, especialmente para eventos fríos. En muchos casos la señal del ENSO es más distinguible y

significativa en la variabilidad de las temperaturas diarias que en los valores mensuales. En un estudio posterior (Rusticucci y otros, 2003) se muestra que, excepto en primavera, la influencia de la variabilidad de las temperaturas superficiales del océano Atlántico sobre los eventos extremos de temperatura es más importante que la del evento ENSO.

El primer paso para establecer la existencia de un cambio o variabilidad en el clima, es contar con series adecuadas y confiables. En Argentina, Rusticucci y Barrucand (2001) desarrollaron un estudio sobre la variabilidad de los valores medios, desviaciones estándar y asimetrías de las temperaturas máximas y mínimas de verano e invierno de todas las estaciones disponibles en Argentina, que comenzó con un control de alta calidad de los datos, ya que los mismos no habían sido utilizados previamente en estudios climáticos de este tipo. En Barrucand y Rusticucci (2001) se estudia la variabilidad de la frecuencia de ocurrencia de extremos cálidos y fríos, diarios, en verano e invierno. Parte de esta información consistida fue utilizada en un estudio a escala continental, (Vincent y otros, 2005) en el que se presentan las tendencias de algunos índices de temperaturas extremas en Sudamérica. En este trabajo no se encontraron cambios consistentes en los índices basados en la temperatura máxima en el continente, aunque sí en la temperatura mínima, mostrando aumentos en el porcentaje de noches cálidas y disminución en el porcentaje de noches frías.

Indudablemente los cambios en la variabilidad de extremos climáticos no constituyen un problema meramente regional, sino global. Varios especialistas de distintos países han abordado el tema recientemente, revisando el conocimiento que se tiene hasta el momento. Tal es el caso de Trenberth y Owen (1999), Nicholls y Murray (1999), y Folland y otros (1999). La bibliografía se ha ido incrementando notablemente en los últimos años, debido a la importancia del tema en sí, y a la mayor disponibilidad de series diarias confiables en distintas regiones del mundo. Collins y otros (2000) encontraron que la

frecuencia de días “fríos” ha disminuido en el período 1957-1996 en Australia. Otros estudios también mostraron resultados coincidentes. Tal es el caso de Easterling y otros (1997), quienes en un estudio sobre tendencias de temperaturas máximas y mínimas de todo el globo, muestran un abrupto incremento en la temperatura mínima a finales de la década del 70 para la zona sur de Sudamérica y lo relacionan con un cambio en el comportamiento del fenómeno de El Niño. Por otro lado Rosenblüth y otros (1997), encuentran un aumento en las temperaturas mínimas en casi todas las estaciones a lo largo de la costa chilena, coincidentemente con un cambio en el Índice de Oscilación Sur, a partir del año 1976. Estudios sobre extremos de temperatura en otras partes del mundo pueden encontrarse en Bonsal y otros (2001), Collins y otros (2000), Frich y otros (2002), Manton y otros (2001), Moberg y Jones (2005), Hurrell y Vellinga (2005) Alexander y otros (2006) y Marengo y Camargo (2007), entre otros.

Una de las formas de estudiar extremos climáticos es a través de índices. En los últimos años se han desarrollado varios estudios en distintas partes del mundo basados en éstos ya que los resultados pueden ser comparables entre sí (Jones y otros, 1999; Folland y otros, 1999; Klein-Tank y Können, 2003). Los estudios muestran en general un aumento en las temperaturas, aunque con un comportamiento diferenciado de los extremos fríos y cálidos en las distintas épocas estudiadas. En Europa, por ejemplo, la segunda mitad del siglo XX se caracteriza por un calentamiento “simétrico” en ambos extremos de la distribución de temperaturas máximas y mínimas. Si el análisis se circunscribe sólo a las últimas décadas, el aumento de los extremos cálidos supera al decrecimiento en el número de extremos fríos, lo que implica un aumento en la variabilidad de la temperatura.

La circulación asociada con la ocurrencia de distintos eventos extremos y su variabilidad climática puede ser estudiada a partir de índices de circulación, que se

encuentran asociados a patrones de circulación de gran escala. Ejemplos de esto los podemos encontrar en Silvestri y Vera (2003) quienes estudian la asociación entre la oscilación antártica y la precipitación en el sudeste de Sudamérica, en Jones (2000), que analiza la ocurrencia de eventos de precipitación extrema en California y su relación con la oscilación Madden-Julian, Wolter y otros (1999) que estudian características de la ocurrencia de extremos de temperatura a partir del índice de oscilación del sur, Thompson y otros (2002), quienes estudian la asociación entre la Oscilación cuasibienal (QBO) y los eventos fríos de invierno en latitudes medias y altas del hemisferio norte. Los resultados más relevantes que involucran a los extremos de temperatura muestran que la probabilidad de ocurrencia de eventos extremos se ve afectada si está precedida por una condición Niño o Niña. Un “invierno Niño”, por ejemplo, triplica el riesgo de tener una primavera muy fría en Texas. Los resultados que vinculan extremos de temperatura con otros índices de circulación hablan sobre las condiciones en las que se ven favorecidos esos extremos. En el caso de la QBO, por ejemplo, es la fase este la que encuentran asociada con un mayor número de eventos fríos en el hemisferio norte. El PSA (Pacific South American), tiene influencia en la ocurrencia de precipitación en Nueva Zelanda y en la frecuencia de eventos de bloqueo en el Océano Pacífico Sur (Renwick y Revell, 1999; Renwick, 2002).

1.3 Los distintos enfoques para el tratamiento de las “series de extremos”

En la bibliografía se destacan dos maneras generales de tratamiento de los eventos extremos. La primera aproximación está basada en el modelado de la distribución total de la variable, mientras que la otra se focaliza en la cola de la distribución. Esta última forma

de aproximación al problema, aunque pueda traer aparejada cierta pérdida de información (Solow, 1999), goza de otras ventajas. Así queda manifestado en distintas revisiones metodológicas hechas sobre el tema (Leadbetter y otros, 1983, Resnick, 1987, Davison y Smith, 1990): quienes destacan dos aspectos: el análisis puede realizarse a una o ambas colas de la distribución, por lo que la pérdida de información no es substancial; en segundo lugar ese tipo de aproximaciones cuenta con propiedades más robustas.

En este trabajo se toma esta forma de aproximación: se analizan las colas de la distribución de temperaturas máximas y mínimas; más específicamente, se consideran frecuencias de los extremos de temperatura superiores o inferiores a cierto umbral. En total son 4 los extremos analizados (definidos formalmente en el punto siguiente), lo que permite un análisis más detallado sobre los cambios observados en las temperaturas. En efecto, los cambios observados en la temperatura media, así como las proyecciones sobre los escenarios climáticos futuros, no pueden ser trasladados directamente a los valores extremos. En la figura C1_1 se presentan dos formas hipotéticas de cambio de la distribución de la variable (Griffiths y otros 2005). En el primer caso se observa un cambio (aumento) en la media de la distribución, manteniéndose los otros parámetros sin cambio (ej. la varianza). Los extremos se modifican también hacia mayores valores. En el segundo caso, los extremos se ven modificados, no así el valor medio. Es la varianza la que cambia.

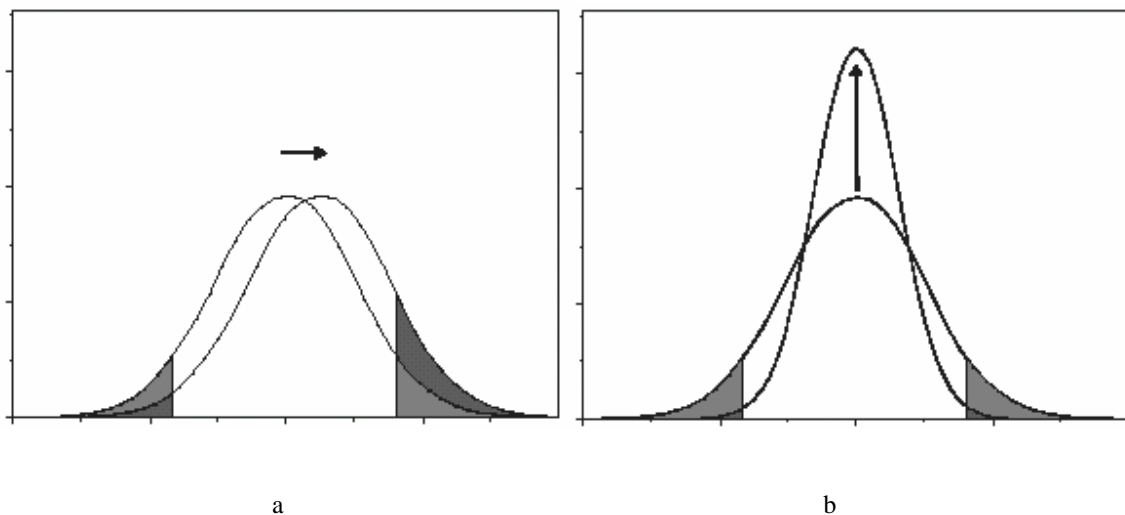


Figura C1_1: formas hipotéticas de cambios en la distribución de la variable a) con cambio en la media b) sin cambio en la media. Griffiths y otros (2005)

Estas consideraciones teóricas tienen su correlato en estudios con información meteorológica, en donde se muestran diferentes grados de asociación entre los valores medios de temperatura y los extremos. En el trabajo de Griffiths y otros (2005) muestran correlaciones entre valores medios y frecuencia de extremos fluctuando entre 0.17 y 0.89 para la máxima y extremos cálidos, siendo mínima en parte de Australia, China y norte de Japón y muy fuerte en Malasia y Fiji, entre otras regiones. El mismo análisis se realiza para los otros extremos, encontrando importantes diferencias según la zona bajo estudio.

En nuestro país también se observan diferencias en cuanto a la relación entre valores medios y extremos (Rusticucci y Barrucand 2004). Esto refuerza la importancia de analizar separadamente los valores extremos de temperatura máxima y temperatura mínima. En este trabajo se los representa a través de índices que permiten su tratamiento con metodologías de análisis de series temporales y a la vez posibilitan su estudio en relación con otros índices climáticos

1.4 El uso de los índices para el estudio del clima

Todo estudio de climatología regional contribuye al conocimiento general del sistema climático, pero éste es ciertamente mucho más útil cuando los resultados del mismo pueden compararse con los de otras regiones del mundo. En pro de este objetivo, la Organización Meteorológica Mundial (OMM) a través de la comisión de climatología y el programa mundial de investigación meteorológica sobre variabilidad y predictabilidad climática (CLIVAR) establecieron un equipo (The Expert Team on Climate Change Detection, Monitoring and Indices -ETCCDMI-) con el objetivo de desarrollar una lista de índices climáticos útiles para el monitoreo regional y global del sistema. A partir de este equipo se coordinaron reuniones de trabajo (“workshops”) en distintas partes del mundo, para la elaboración de distintos índices basados en datos observados en estaciones meteorológicas, utilizando un software especialmente desarrollado para tal fin (CLIMDEX). Investigadores argentinos participaron del encuentro realizado para los países de Sudamérica que dio lugar a una publicación en el Journal of Climate (Vincent y otros, 2005).

En este trabajo de tesis se toma la metodología mencionada anteriormente para la elaboración de series representativas de extremos de temperatura. Los índices fueron construidos a partir de una base de datos de temperaturas máximas y mínimas diarias de 40 estaciones de todo el país, inicialmente consistida para el período 1959-1998 (Rusticucci y Barrucand, 2001) y extendida luego hasta el año 2003. A partir de esta información se construyeron 4 índices de temperaturas extremas, según se detalla en la tabla 1.1.

Tabla 1.1: Detalle de índices de temperatura extrema utilizados en el estudio

Índice	Extremo representado	Descripción
TN10	mínimas frías	porcentaje de días con temperatura mínima inferior al percentil 10
TX10	máximas frías	porcentaje de días con temperatura máxima inferior al percentil 10
TN90	mínimas cálidas	porcentaje de días con temperatura mínima superior al percentil 90
TX90	máximas cálidas	porcentaje de días con temperatura máxima superior al percentil 90

En los trabajos más recientes, entre otros, en el IPCC AR4 (Solomon y otros, 2007), se llaman a estos extremos como ‘noches’ a los referidos a las temperaturas mínimas y ‘días’ a los referidos a las temperaturas máximas.

Los percentiles utilizados en la construcción de los índices fueron calculados para el período de referencia 1961-1990, comúnmente utilizado a nivel mundial. Están definidos en forma diaria, con una ventana de cinco días centrada en cada día calendario. Esto hace que el percentil de cada día esté calculado en base a 150 días en vez de los 30 que corresponderían para el cálculo estandar, generando un resultado más robusto. Los índices fueron calculados en forma mensual y en algunos casos, a partir de éstos, se obtuvieron valores estacionales.

Uno de los problemas siempre latentes en el trabajo con series de datos provenientes de observaciones es el de los datos faltantes. La exigencia del CLIMDEX respecto al número de faltantes para la elaboración de los índices hizo que muchas estaciones tuvieran que ser desechadas debido a que no calificaron para la construcción de los mismos debido al gran porcentaje de datos de faltantes. Si un mes tenía más del 10% de faltantes (lo que en

términos mensuales equivale a tener aproximadamente más de 3 datos faltantes), el índice no era calculado. Esto significó una reducción en la base de datos original cercana al 50%, pero que de todas formas representa aceptablemente una vasta área del país, al norte de los 40°S. Lamentablemente, la Patagonia está pobremente representada, no obstante lo cual se trabajó con las pocas estaciones de referencia disponibles ya que, como se verá, éstas tienen un comportamiento muy diferente al resto del país.

Previo al cálculo de los índices se realiza un análisis de consistencia que tiene en cuenta la existencia de valores fuera de un rango posible (“outliers”) y otros errores tales como temperaturas máximas inferiores a la mínima, entre otros.

1.5 Consideraciones sobre el tratamiento de la información en el caso de extremos de temperatura y otras variables climáticas

Hablar sobre los extremos de la distribución de cualquier variable requiere de una especial atención a la hora de analizar la validez de los elementos que la conforman. En la tesis de licenciatura de Barrucand (2001) se presenta un detalle de los problemas encontrados en el análisis de consistencia series de temperaturas máximas y mínimas diarias de un gran número de estaciones del país. Una de las etapas realizadas en ese estudio consideraba valores absolutos de temperatura máxima y mínima en una década determinada ($\pm 2^{\circ}\text{C}$ respectivamente) como referencia de valores “posibles” de la variable. Esto no quería decir que un dato que quedara fuera de este rango quedara desechado, sino que se lo listaba para analizar en particular. Ahora bien, en este análisis que se presenta tan simple hay algunos aspectos a tener en cuenta. ¿Qué década tomar como

referencia?; Cuánto difiere el resultado si se considera otra década?. En el momento de la realización de ese estudio, la década 1981-1990 era la última disponible, (además de ser la más completa), por lo que se tomó aquella como referencia en casi todos los casos. Esta cota máxima (o mínima) elegida como referencia hubiese variado unas décimas (o unos grados) si se hubiesen considerado otras décadas. Pero cuando hablamos de “unos grados”, nos referimos a 2 o 3 °C (4 o 5°C tal vez), pero no 15 o 20°C. Esto fue chequeado comparando estadísticas disponibles y algunos ejemplos seleccionados se presentan en la tabla 1.2. Allí pueden observarse los valores históricos (“records”) de máxima y mínima absoluta discriminados por mes en los periodos 1971-1980; 1981-1990 y 1991-2000. Se encuentran resaltados con color los valores extremos anuales. Allí puede verse que las diferencias oscilan entre unas pocas décimas de grado (especialmente en el caso de las mínimas) a unos grados. En los ejemplos presentados, las temperaturas mínimas absolutas decádicas están concentradas en los meses de junio y julio, mientras que las máximas absolutas se han registrado en un rango de meses más amplio (septiembre a febrero)

Tabla 1.2: valores máximo y mínimo absoluto de temperatura para distintas décadas discriminados por mes (Estaciones: Salta – Junín – Corrientes – Neuquén)
Estadísticas Climatológicas, Servicio Meteorológico Nacional.

Salta		Periodo	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
Máximo	1971-1980	35,6	33,5	31,9	29,7	31,7	30,6	34,3	33,8	35,8	36,7	39,9	38,1	
	1981-1990	33,8	32,7	34,0	32,5	34,2	32,5	37,2	34,4	36,8	38,8	37,4	36,7	
	1991-2000	35,0	33,0	33,4	32,5	31,6	33,7	33,2	36,5	37,8	37,0	37,2	37,0	
Mínimo	1971-1980	8,4	8,7	5,2	-1,5	-2,4	-6,5	-7,1	-6,6	-3,1	-0,7	1,5	6,2	
	1981-1990	9,1	5,9	4,0	0,9	-2,4	-6,4	-6,1	-4,7	-3,1	-0,3	5,8	8,9	
	1991-2000	10,0	4,8	7,2	0,2	-2,8	-6,8	-6,7	-5,6	-2,7	1,3	4,2	6,5	
Junín		Periodo	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
Máximo	1971-1980	39,3	38,5	37,1	32,6	31,8	25,3	27,6	26,6	31,7	34,8	35,8	41,8	
	1981-1990	39,9	37,0	33,9	30,5	31,2	27,2	24,2	30,0	32,3	35,6	36,8	39,8	
	1991-2000	37,6	35,8	34,2	32,9	30,7	25,7	28,7	34,3	35,1	32,9	36,4	41,3	
Mínimo	1971-1980	7,0	6,6	2,4	0,2	-4,2	-5,6	-7,1	-5,0	-4,0	-3,4	1,2	2,2	
	1981-1990	7,2	7,8	2,4	-0,2	-4,8	-6,0	-6,3	-4,6	-4,0	1,5	4,5	7,2	
	1991-2000	7,8	6,5	2,8	-0,5	-3,6	-6,5	-5,6	-6,2	-3,8	-0,7	2,9	2,7	
Corrientes		Periodo	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
Máximo	1971-1980	40,3	40,4	38,0	36,5	32,7	31,5	32,3	34,9	38,2	41,0	39,4	40,7	
	1981-1990	40,9	40,2	37,6	34,3	32,7	30,4	31,0	34,4	37,5	38,0	42,4	41,1	
	1991-2000	40,4	39,3	36,3	34,5	33,9	30,5	31,8	35,7	39,0	39,7	40,1	40,2	
Mínimo	1971-1980	12,7	11,1	7,7	4,6	0,4	-2,8	-2,0	0,5	1,3	4,5	8,3	8,3	
	1981-1990	12,4	11,0	7,6	6,9	0,5	-1,0	-1,9	0,0	0,5	3,2	9,2	12,4	
	1991-2000	12,7	12,3	11,0	5,2	3,0	-1,2	-0,4	-1,2	2,4	2,8	7,2	12,2	
Neuquén		Periodo	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
Máximo	1971-1980	42,3	37,9	36,2	32,5	29,7	28,1	22,8	25,6	32,1	33,5	37,0	40,4	
	1981-1990	39,7	41,6	36,5	31,7	24,6	27,0	22,2	27,4	30,6	35,4	40,8	39,7	
	1991-2000	39,6	39,9	38,4	32,3	28,6	23,8	23,9	29,1	32,2	35,0	37,5	39,3	
Mínimo	1971-1980	5,6	2,9	-0,7	-3,3	-7,3	-10,6	-9,2	-9,0	-6,4	-2,6	-0,9	3,7	
	1981-1990	7,4	3,9	1,3	-3,3	-8,3	-10,2	-10,7	-7,4	-7,0	-2,0	1,5	5,6	
	1991-2000	7,0	3,8	1,2	-3,0	-8,8	-7,4	-10,5	-9,6	-5,0	-2,0	-0,6	5,1	

Un control simple como el mencionado (fijar umbrales para el control de extremos absolutos), presentó algunas dificultades en el análisis de otras variables climáticas. En este trabajo de tesis, se han tenido en cuenta las condiciones de humedad en Argentina y su variabilidad como uno de los aspectos a analizar en relación a los cambios observados en los extremos de temperatura. Para ello se introdujo una nueva variable de estudio: temperatura de punto de rocío. La humedad es una variable que no es fácil de medir. En el abrigo meteorológico se mide, entre muchas otras variables, la temperatura de bulbo húmedo, que puede definirse como la temperatura que toma el aire cuando en el mismo se

evapora agua hasta saturarlo, mientras el sistema permanece a presión constante y aislado térmicamente. En la práctica, esta no es la variable más utilizada en pronósticos ni en estudios climatológicos en general. Por lo general se utiliza la temperatura de punto de rocío, que se define como la temperatura que alcanza una masa de aire húmedo cuando se enfría a presión constante hasta llegar a la saturación. Aunque no se mide directamente (es derivada), se puede interpretar más fácilmente y da idea de la condición de humedad de la masa de aire. Es por ello que se optó por tomar algunas series de referencia de esta variable para enriquecer el análisis de los extremos de temperatura, adicionando información sobre humedad.

La información que se dispone sobre temperatura de punto de rocío no corresponde a la hora de la máxima o la mínima, sino a horas fijas de observación (00, 06, 12 y 18 UTC). De hecho, la información de la hora 06 UTC (2 o 3 de la mañana hora local, dependiendo del huso horario en vigencia, hora representativa de la mínima diaria en verano, en el conjunto de cuatro observaciones diarias (Rusticucci y Vargas, 1995b) tenía excesivo número de faltantes, por lo que no pudo tomarse en cuenta. Se consideró que la información de las 18 UTC (14 o 15 hora local) era la que más se aproximaba a la hora en que se daba la temperatura máxima y, como referente cercano a la hora de la temperatura mínima se consideró la Td de las 12 UTC (8 o 9 hora local).

Un análisis de consistencia similar al realizado con las temperaturas máximas y mínimas fue realizado para Td. En este caso, se controló que fuera $Td \leq T_{max}$ para cada día, detección de falsos ceros, “outliers”, etc.

De todas las etapas efectuadas en el análisis de consistencia, hubo una en la que se prestó especial atención: la correspondiente a la determinación de cotas para controlar

valores posibles de Td. Esta vez se tenía información de la década 1991-2000. Sin embargo, al chequear los valores absolutos entre ésta y la década anterior surgieron diferencias importantes. En la tabla 1.3 se presentan algunos valores de Td absolutos de la década 1981-1990 y 1991-2000 para distintas estaciones (datos publicados en las estadísticas climatológicas del SMN). A diferencia de lo observado con las temperaturas máximas y mínimas, donde los extremos absolutos de cada década podían variar entre unas décimas y unos pocos grados, la temperatura de punto de rocío exhibe diferencias en sus valores extremos decádicos que pueden superar los 20 °C, como lo muestra el ejemplo de la estación Salta (que tiene una climatología de inviernos secos). Esta situación genera inconvenientes en el tratamiento de extremos absolutos de la variable, en particular los extremos muy secos. En este trabajo, solo se considerarán frecuencia de ocurrencia respecto a umbrales basados en percentiles, definidos en forma similar a los índices de extremos de temperatura, y otro índice de frecuencia de ocurrencia respecto de un valor fijo ($T_d = 24^\circ\text{C}$) para caracterizar casos de extremos muy húmedos. Los resultados se presentan en el capítulo 4 este trabajo.

Tabla 1.3: valores extremos decádicos de temperatura de punto de rocío. Se indican las máximas diferencias entre las décadas 1981-1990 y 1991-2000. Estadísticas Climatológicas Servicio Meteorológico Nacional

		ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	Mes de máx diferencia	Diferencia (°C) (91-00) - (81-90)
Salta															
Máximo	1981-1990	22.5	22.2	22.4	20.5	18.3	15.0	12.9	16.0	16.6	19.6	21.4	21.2	jun/jul	1.7
	1991-2000	22.8	22.6	23.9	20.2	18.9	16.7	14.6	15.9	17.2	19.2	21.0	21.9		
Mínimo	1981-1990	7.5	4.8	4.4	0.9	-8.9	-11.4	-36.0	-12.9	-15.4	-10.4	-4.9	6.0	agosto	-21.4
	1991-2000	7.5	5.3	3.5	-10.0	-21.8	-31.3	-21.5	-34.3	-28.6	-27.4	-11.5	0.8		
Junin															
Máximo	1981-1990	25.9	25.4	25.6	23.9	22.3	19.0	19.4	20.0	22.0	23.9	25.2	25.0	Diciembre	2.6
	1991-2000	25.5	24.8	25.8	24.1	22.3	20.1	17.8	18.9	21.4	22.4	26.0	27.6		
Mínimo	1981-1990	-1.0	2.6	-0.1	-4.1	-6.9	-8.7	-9.1	-10.8	-7.8	-5.6	-3.9	-1.6	Febrero	-7.0
	1991-2000	-0.2	-4.4	-0.6	-4.7	-4.7	-11.2	-10.9	-17.0	-12.4	-4.6	-4.1	-4.8		
Corrientes Aero															
Máximo	1981-1990	26.9	27.1	27.5	26.4	26.4	23.3	22.5	24.6	23.6	26.4	27.3	27.4	octubre	3.5
	1991-2000	28.5	28.4	27.9	26.7	25.0	23.3	23.1	23.6	23.9	29.9	27.8	28.2		
Mínimo	1981-1990	1.5	6.0	4.0	-1.8	-2.0	-3.4	-10.8	-5.6	-6.9	-2.0	2.9	0.3	julio	6.6
	1991-2000	5.7	0.9	6.9	-0.5	-1.6	-5.9	-4.2	-9.5	-4.4	-3.2	2.6	4.3		
Neuquén															
Máximo	1981-1990	19.9	22.7	23.3	18.6	16.3	11.1	9.7	10.9	14.7	16.1	17.9	21.1	enero	3.5
	1991-2000	23.4	22.1	20.3	18.4	15.8	11.7	10.9	11.2	14.6	16.6	17.9	21.3		
Mínimo	1981-1990	-24.2	-18.5	-19.2	-18.3	-13.2	-18.5	-21.4	-32.6	-28.8	-30.7	-24.2	-20.6	agosto	11.2
	1991-2000	-15.6	-19.3	-12.1	-8.6	-14.6	-13.9	-20.4	-21.4	-21.7	-24.3	-23.6	-17.6		

Se resaltan las diferencias mayores a 10°C

Resumen del capítulo 1

En los últimos años, los eventos climáticos extremos han sido motivo de creciente interés debido al impacto de los mismos sobre el medio ambiente y la sociedad. Su estudio requiere especial cuidado en el tratamiento de la información (la detección de datos fuera de rango –“outliers”- se vuelve crítica, aspecto que se discute brevemente con algunos ejemplos de temperatura y temperatura de punto de rocío) y en las herramientas matemáticas de análisis, según la variable estudiada. En este trabajo de tesis se presenta el estudio de los extremos de temperatura en Argentina, basados en el análisis de índices que representan frecuencias de ocurrencia superiores o inferiores a los percentiles 10 y 90. Los mismos fueron calculados siguiendo las recomendaciones del ETCCDMI, siendo comparables a los calculados en otras partes del mundo. En los capítulos siguientes, se mostrará la homogeneidad espacial de los extremos de temperatura, las distintas escalas de variabilidad temporal asociadas y la relación con otras variables del sistema climático representadas a través de índices de circulación, nubosidad y humedad.

Capítulo 2: La homogeneidad espacial de las series de extremos de temperatura

2.1 Introducción

Dado que este trabajo de tesis se basa en el análisis de índices de temperaturas extremas, resulta razonable pensar en la necesidad de conocer el grado de homogeneidad espacial que tienen estos índices en nuestro país. Esto permitirá, entre otros aspectos, seleccionar algunas estaciones de referencia para estudios específicos ulteriores. Pero pensar en “la determinación del grado de homogeneidad” implica hacerse varios cuestionamientos:

¿Cómo evaluamos la homogeneidad? ¿Qué escala temporal se considera (mensual, estacional, anual...)? ¿Qué rol juega el número de datos faltantes de las series?. Si consideramos que estamos evaluando 4 índices diferentes de temperaturas extremas (TN10, TN90, TX10, TX90), estamos ante el compromiso de decidir entre una mejor “resolución temporal” de la clasificación (¿Cambiarán las “áreas homogéneas” con los meses?) y la necesidad de resumir información (lo que permite, por ejemplo, seleccionar estaciones representativas de distintas áreas para hacer otros estudios). Luego de un análisis cuidadoso de estos aspectos, se decidió realizar un estudio en términos anuales y otro a escala estacional, para tener una primera aproximación al problema en el primer caso, y ganar con

el segundo análisis cierta información de la variabilidad intra-anual, sin perder generalidad y síntesis de la información

La construcción de los índices utilizados es bastante exigente en cuanto a la cantidad de valores diarios necesarios para su determinación. Esto se suma al relativamente extenso período considerado inicialmente (1959-2003) y el hecho de considerar cerca de cuarenta estaciones de todo el país (tabla 2.1). La aparición de datos faltantes es inevitable. Este hecho constituye un obstáculo que, aunque no infranqueable, requiere especial cuidado para cualquier metodología que se aplique.

2.2 Aspectos metodológicos sobre el análisis de homogeneidad espacial

“K-means” (MacQueen, 1967), es uno de los tantos métodos que permiten hacer una clasificación de un conjunto de casos o variables. Es un método de partición que determina exactamente k grupos diferentes a partir de un conjunto total de n elementos ($k < n$). La ventaja de este método es que minimiza la variabilidad dentro del grupo y maximiza la variabilidad entre los grupos. Todas las variables quedan asociadas a alguno de los grupos, por lo que no quedan “casos sin clasificar”.

El método tampoco admite datos faltantes, por lo que se debe tomar alguna decisión que posibilite el cálculo. Las opciones más comunes son:

- 1) eliminar las observaciones faltantes (Ej: si falta el índice de julio de 1972 de la estación Mendoza, se elimina el dato de julio de 1972 de todas las estaciones que se quieren clasificar)
- 2) reemplazar los faltantes por el valor medio de la serie.

A fin de preservar el dato original sin crear artificialidades, se optó por tomar la opción 1, no sin antes chequear el número de observaciones faltantes total. El problema radica en que la ausencia de la observación i en una variable cualquiera implica la eliminación de todos los casos i de todas las variables. Esto hace que se elimine una cantidad de información tal que en nuestro caso la base de datos quedaba reducida a la mitad. Para evitar esta reducción tan drástica, se consideraron menos estaciones para la elaboración del cluster (de tal manera que sólo se llegara a eliminar un máximo del 10% de los meses). Luego se debería cotejar que las estaciones no incluidas tuvieran características similares al grupo que por su ubicación geográfica correspondería. En la figura C2_1 se presenta el mapa de estaciones analizadas, con su detalle en la tabla 2.1. Las estaciones con series más completas están indicadas con rojo y son las que fueron utilizadas para la regionalización. En la tabla 2.1 se incluyen algunas estaciones que sólo fueron contempladas en algunos estudios preliminares o para estudios de períodos más cortos, como el análisis de correlación con la temperatura superficial del Océano Atlántico para el período 1979-2003 que se presenta en el capítulo 6.

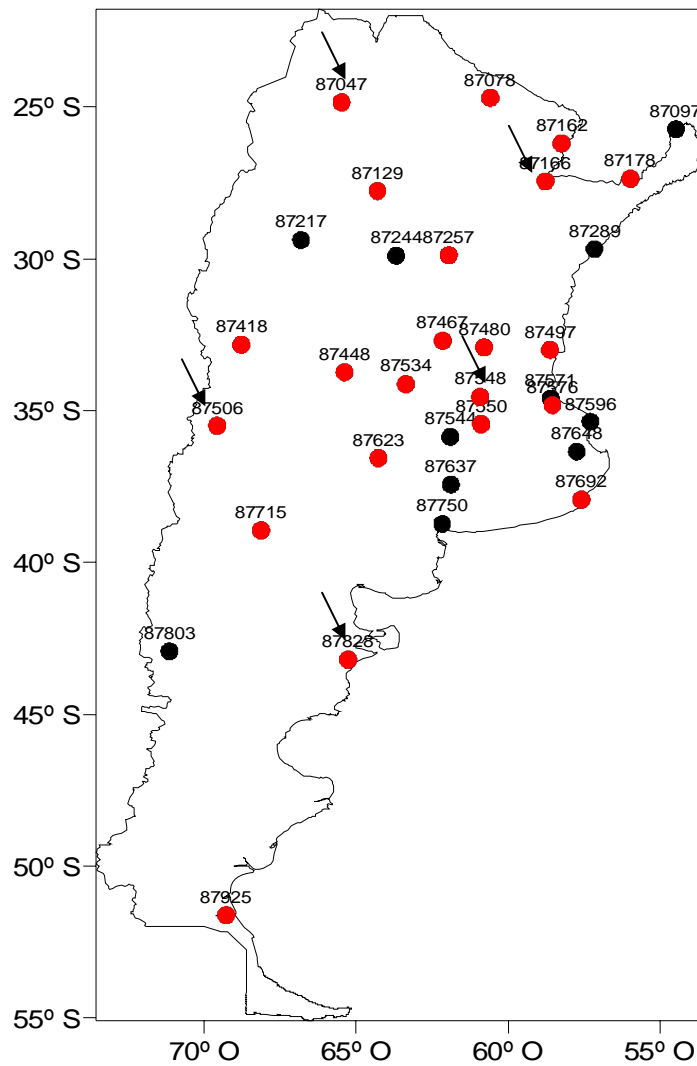


Figura C2_1: Mapa de estaciones utilizadas en el análisis. Los círculos rojos corresponden a las estaciones con series más completas y que fueron utilizadas en el análisis de clasificación regional. Las flechas destacan algunas estaciones de referencia

Tabla 2.1: detalle de las estaciones utilizadas, discriminadas por categorías:
 1: las más completas. Fueron utilizadas para el análisis de homogeneidad espacial.
 2: menos completas pero con información suficiente para su estudio.
 3: sólo utilizadas en estudios preliminares y para períodos cortos.

NroOMM	PROVINCIA	LOCALIDAD	LATITUD (S)	LONGITUD (O)	ALTURA	CLASIF
87046	JUJUY	JUJUY AERO	24° 23'	65° 5'	905	3
87047	SALTA	SALTA AERO	24° 51'	65° 29'	1221	1
87078	FORMOSA	LAS LOMITAS	24° 42'	60° 35'	130	1
87097	MISIONES	IGUAZU AERO	25° 44'	54° 28'	270	2
87129	SANTIAGO DEL ESTERO	SANTIAGO DEL ESTERO AERO	27° 46'	64° 18'	199	1
87162	FORMOSA	FORMOSA AERO	26° 12'	58° 14'	60	1
87166	CORRIENTES	CORRIENTES AERO	27° 27'	58° 46'	62	1
87178	MISIONES	POSADAS AERO	27° 22'	55° 58'	133	1
87217	LA RIOJA	LA RIOJA AERO	29° 23'	66° 49'	429	2
87244	CORDOBA	VILLA MARIA DEL RIO SECO	29° 54'	63° 41'	341	2
87257	SANTA FE	CERES AERO	29° 53'	61° 57'	88	1
87289	CORRIENTES	PASO DE LOS LIBRES AERO	29° 41'	57° 9'	70	2
87305	SAN JUAN	JACHAL	30° 15'	68° 45'	1165	3
87311	SAN JUAN	SAN JUAN AERO II	31° 34'	68° 25'	598	3
87374	ENTRE RIOS	PARANA AERO	31° 47'	60° 29'	78	3
87393	CORRIENTES	MONTE CASEROS AERO	30° 16'	57° 39'	54	3
87395	ENTRE RIOS	CONCORDIA AERO	31° 18'	58° 1'	38	3
87416	MENDOZA	SAN MARTIN (MZA)	33° 5'	68° 25'	653	3
87418	MENDOZA	MENDOZA AERO	32° 50'	68° 47'	704	1
87448	SAN LUIS	VILLA REYNOLDS AERO	33° 44'	65° 23'	486	1
87467	CORDOBA	MARCOS JUAREZ AERO	32° 42'	62° 9'	114	1
87480	SANTA FE	ROSARIO AERO	32° 55'	60° 47'	25	1
87497	ENTRE RIOS	GUALEGUAYCHU AERO	33° 0'	58° 37'	21	1
87506	MENDOZA	MALARGUE AERO	35° 30'	69° 35'	1425	1
87534	CORDOBA	LABOULAYE AERO	34° 8'	63° 22'	137	1
87544	BUENOS AIRES	PEHUAJO AERO	35° 52'	61° 54'	87	2
87548	BUENOS AIRES	JUNIN AERO	34° 33'	60° 55'	81	1
87550	BUENOS AIRES	NUEVE DE JULIO	35° 27'	60° 53'	76	1
87571	BUENOS AIRES	EL PALOMAR AERO	34° 36'	58° 36'	12	2
87576	BUENOS AIRES	EZEIZA AERO	34° 49'	58° 32'	20	1
87596	BUENOS AIRES	PUNTA INDIO AERO	35° 22'	57° 17'	22	2
87623	LA PAMPA	SANTA ROSA AERO	36° 34'	64° 16'	191	1
87637	BUENOS AIRES	CORONEL SUAREZ AERO	37° 26'	61° 53'	233	2
87648	BUENOS AIRES	DOLORES AERO	36° 21'	57° 44'	9	2
87692	BUENOS AIRES	MAR DEL PLATA AERO	37° 56'	57° 35'	21	1
87715	NEUQUEN	NEUQUEN AERO	38° 57'	68° 8'	271	1
87750	BUENOS AIRES	BAHIA BLANCA AERO	38° 44'	62° 10'	83	2
87803	CHUBUT	ESQUEL AERO	42° 56'	71° 9'	785	2
87828	CHUBUT	TRELEW AERO	43° 12'	65° 16'	43	1
87925	SANTA CRUZ	RIO GALLEGOS AERO	51° 37'	69° 17'	19	1

El último aspecto a decidir para la clasificación fue el número de grupos (“clusters”) a considerar, ya que este dato debía ser establecido a priori. Si bien existen algunas reglas para la determinación del número de grupos más adecuado, por lo general es un tema que requiere una decisión subjetiva. Se comienza clasificando en 2 grupos, luego en 3, en 4 y así sucesivamente. En este trabajo en particular se consideró una opción adecuada de tener

la partición antes de que se formara un grupo de sólo una variable, hecho que, en varios casos ocurría con la formación del 5to grupo. De esta manera se obtuvieron 4 áreas homogéneas de índices de temperatura extrema (que en algún caso se extendió a 5)

2.3 Homogeneidad espacial de los índices: escala anual

La búsqueda de áreas homogéneas permite no solamente conocer las características de las variables bajo estudio en forma espacial, sino también permite a posteriori tener una base adecuada para considerar algunas estaciones de referencia para determinada región. En el proceso de clasificación seguido, es interesante observar como se van distinguiendo las distintas regiones a medida que aumentamos el número admitido. Es razonable que la primera división que aparezca sea una diferenciación norte-sur. Sin embargo, dependiendo del extremo considerado, en alguna variable empieza a observarse una diferenciación este-oeste, mientras que en la otra se mantienen bandas zonales. Si bien uno llega a una regionalización final con varias zonas diferenciadas, vale la pena conocer el camino previo para llegar a dicha clasificación, de manera de tener también una idea de la estabilidad de los resultados. Esto se presenta en la figura C2_2

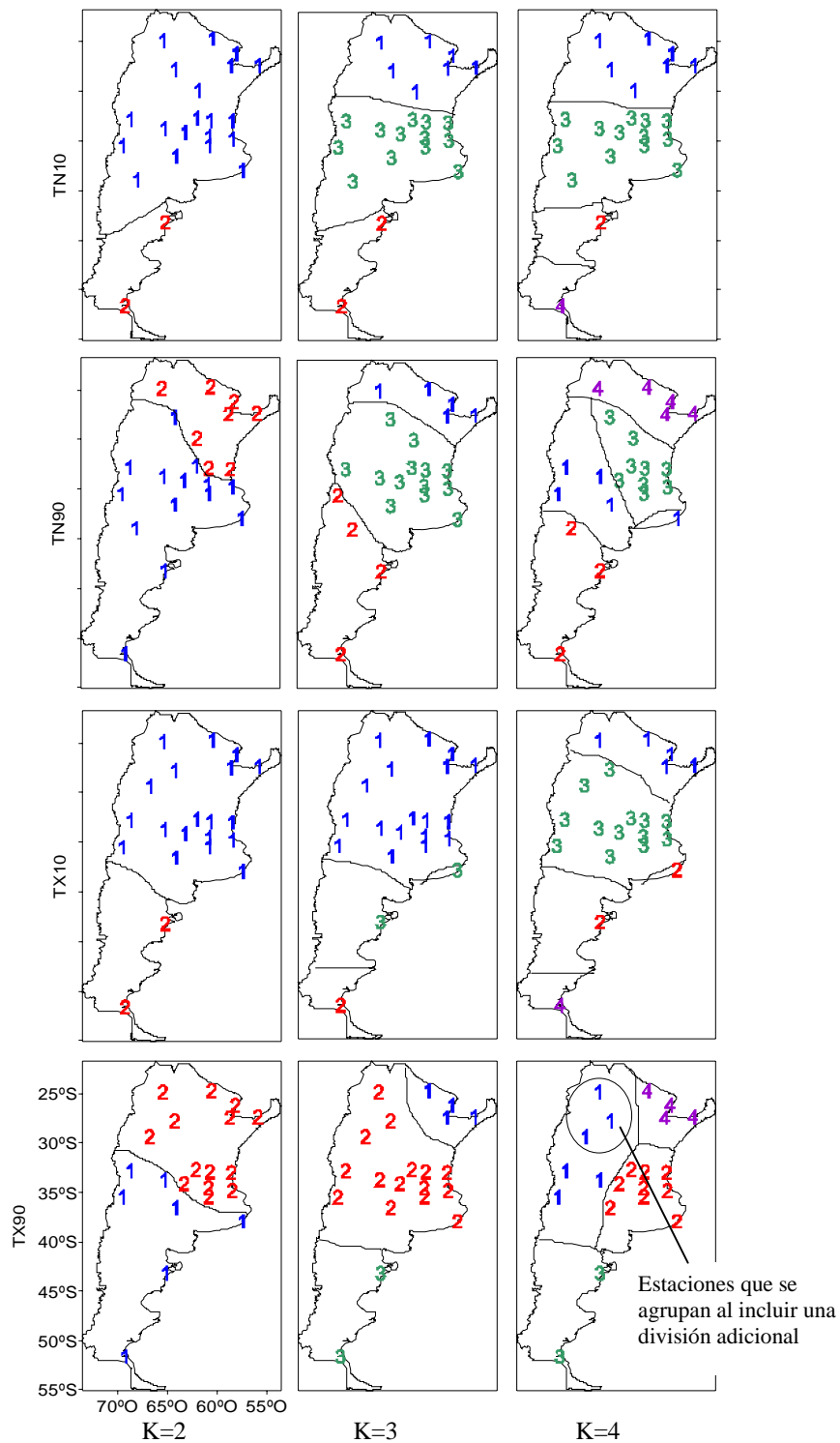


Figura C2_2: áreas homogéneas para los índices de extremos de temperatura discriminadas en 2,3 y 4 grupos; las estaciones que conforman cada uno de ellos están identificadas con el mismo número n ($1 \leq n \leq K$) Técnica de medias K

En la figura C2_2 se observa claramente que la primera discriminación espacial diferencia el norte y el sur del país. Las estaciones del centro se agrupan en forma diferenciada. Si consideramos extremos fríos (tanto mínimas como máximas), las estaciones del centro se agrupan con las del norte y al aumentar el grado de discriminación (mayor cantidad de regiones), se obtienen grupos en bandas zonales. La homogeneidad regional de las series de frecuencia de eventos cálidos, en cambio, muestra que las estaciones del centro se agrupan en primer término con las del sur (especialmente las estaciones del centro-oeste del país, y ya desde el principio se empieza a esbozar una diferenciación este-oeste que no se observó en los extremos fríos. Esto podría deberse a que los eventos que contribuyen a los eventos cálidos están estrechamente ligados al flujo meridional proveniente del norte, canalizado (o no) por la cordillera de los Andes, mientras que en el caso de los eventos fríos, la posición de los frentes fríos sería una de las responsables de la regionalización en bandas zonales.

En la figura C2_3 se presenta un resumen de la clasificación regional final alcanzada, en donde puede observarse que las diferencias del comportamiento de las series de frecuencias de extremos de temperatura no están relacionadas con la variable de origen (mínima o máxima) sino con la “cola” de la distribución de la variable (extremo frío o extremo cálido)

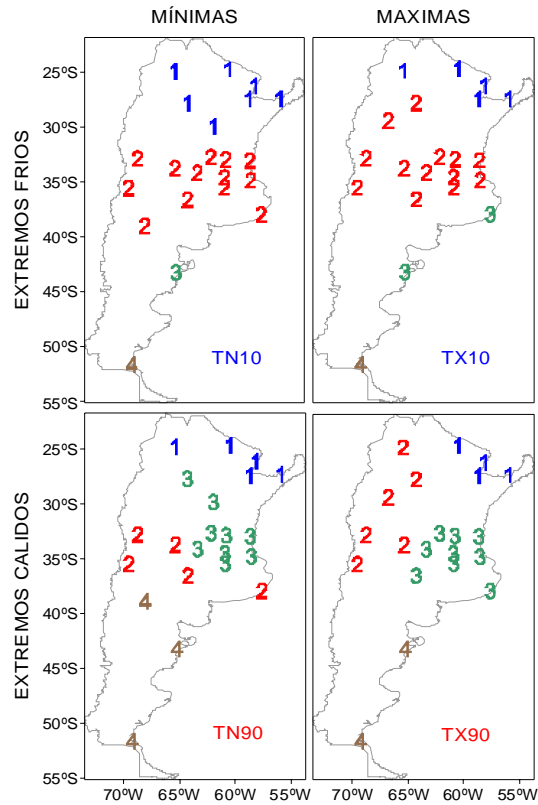


Figura C2_3: áreas homogéneas de extremos de temperatura según la metodología k-means.

2.4 Homogeneidad espacial de los índices: discriminación estacional

El análisis se repitió separando la muestra original en 4 submuestras que representan las distintas estaciones del año: Verano: Diciembre-Enero y Febrero (DEF); Otoño: Marzo-Abril-Mayo (MAM); Invierno: Junio-Julio-Agosto (JJA) y Primavera: Septiembre-Octoberre-Noviembre (SON). (Figura C2_4). Se observó una variabilidad estacional en los resultados de la clasificación regional, que resultó más evidente en las primeras regionalizaciones realizadas (discriminaciones en sólo 2 grupos), que es la clasificación que marca las diferencias más distintivas.

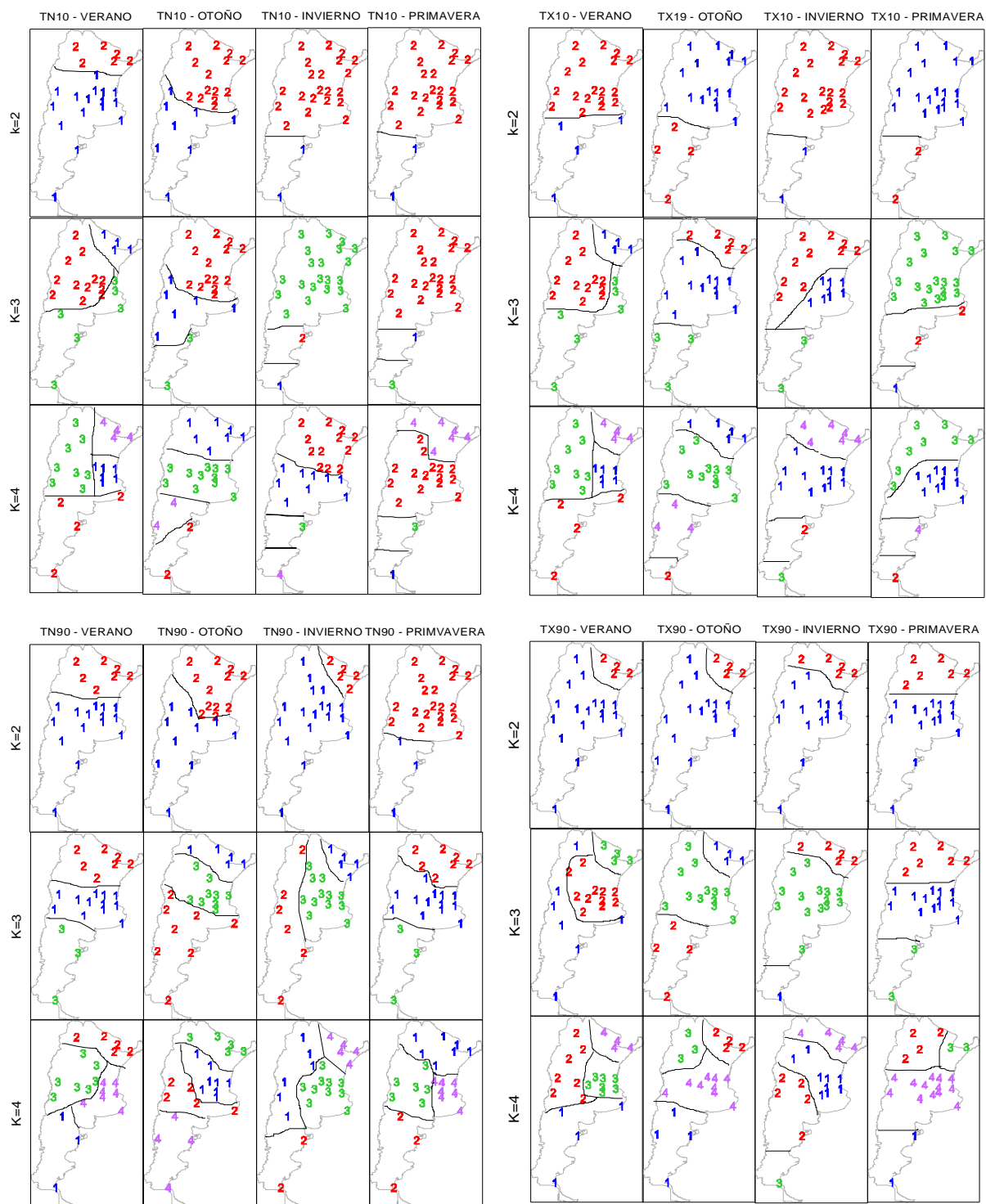


Figura C2_4: homogeneidad espacial de los índices de extremos discriminados para las cuatro estaciones del año. Método de medias K (K=2 a K=4)

El primer grado de discriminación es el que está dado en la formación de dos grupos distintivos ($K=2$). En el caso de la frecuencia de mínimas frías TN10 (también llamadas “noches frías”), se puede ver que las estaciones del centro del país están asociadas con las del sur durante el verano y con las del norte durante invierno y la primavera, siendo esta asociación la que prevalece en términos anuales. Al exigir un mayor grado de discriminación, se forman tres franjas: norte, centro y sur. La homogeneidad tiende a darse en forma zonal, con la sola excepción del verano, en donde se observa una separación noroeste - noreste y centro-este. Esta excepción podría estar asociada con el comportamiento del flujo meridional del norte, en particular la corriente en chorro de capas bajas (low level jet), que actúa con mucha más frecuencia en esta época del año (Marengo y otros, 2004).

El índice asociado con máximas frías TX10 (“días fríos”), también exhibe una tendencia de regionalización zonal, aunque sin diferencias estacionales en el estadio más elemental de regionalización ($k=2$). Mantiene la diferenciación noreste y centro-este sólo en el verano para una clasificación de 4 grupos. La regionalización en bandas zonales observada en el resto de las estaciones del año, es menos marcada.

La frecuencia de noches y días cálidos TN90 y TX90, como ya se había detectado en la clasificación en términos anuales, tienden a una regionalización meridional. Esto ocurre no solamente en el verano, sino en todas las estaciones del año. La variabilidad intra-anual es menos marcada que la observada en los índices de extremos fríos y se observa desde el primer estadio de clasificación una separación de las estaciones del norte respecto de las del centro y sur. En el caso de la frecuencia de extremos cálidos en particular, el noreste del país aparece con características diferenciadas del resto, especialmente durante el verano y el otoño.

En función de los resultados obtenidos, se seleccionaron 5 estaciones principales de referencia para ser utilizadas en algunos estudios particulares. Ellas son: Salta, Corrientes, Malargüe, Junín y Trelew, todas indicadas en la figura C2_1.

2.5 Cambios en la homogeneidad espacial de los extremos de temperatura con el tiempo

El análisis de homogeneidad espacial de los índices fue realizado para el período 1964-2003. En el año 1976 el sistema climático experimentó cambios significativos en distintas variables atmosféricas, hecho que se lo conoce en la literatura como “salto (climático) de 1976” que ha sido documentado en numerosos trabajos de investigación en el mundo entero (Trenberth, 1990; Trenberth y Hurrell, 1994; Power y otros, 1999; Salinger y otros, 2001; Mantua y Hare, 2002; Minobe y Nakanowatari, 2002; Deser y otros, 2004; Marengo, 2004). Este salto está relacionado con un cambio en la fase de la Oscilación decadal del Pacífico y a un aumento en la frecuencia de eventos EL NIÑO. En Argentina en particular se observaron cambios significativos en el estado básico de la troposfera consistentes con cambios y/o tendencias en la precipitación, la temperatura, la presión y los caudales de los ríos (Agosta, 2006). Es esperable que dicho salto climático esté manifestado en alguno de los índices bajo estudio. En esta sección se analizan posibles cambios en la homogeneidad espacial de los índices con el tiempo. En particular se considera el período previo a 1976 y dos períodos posteriores, de igual cantidad de años cada uno de manera que puedan ser comparables. Los períodos que se analizan son: 1964-1975; 1976-1987 y 1988-1999. En todos los casos se consideran las estaciones que no tengan más de un 10% de

faltantes. Los resultados de la regionalización para los distintos periodos se presentan en la figura C2_5 y dan una medida de las diferencias entre los mismos.

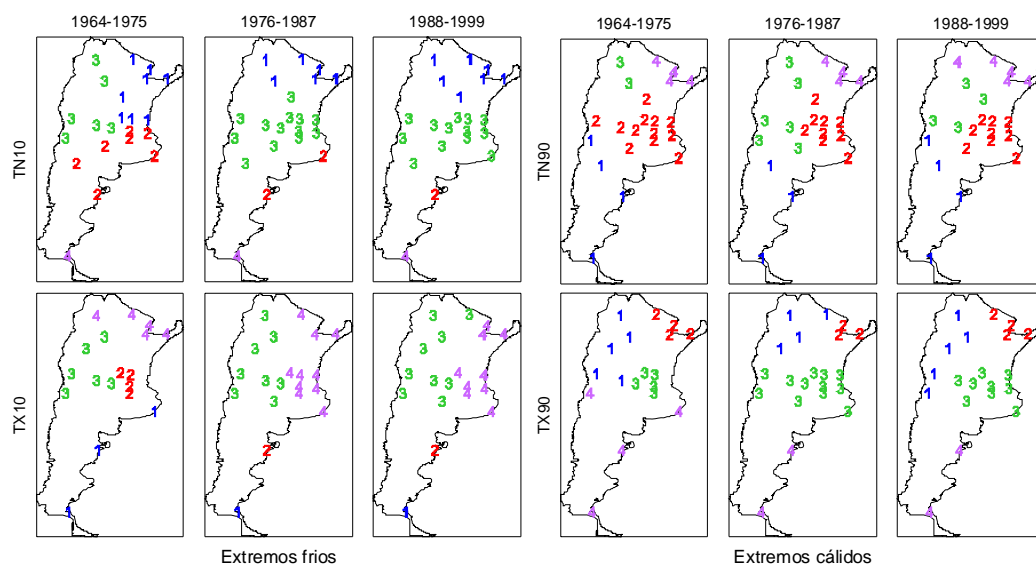


Figura C2_5: áreas homogéneas para los índices de extremos en distintos periodos. Clasificación anual

Los extremos de mínimas frías (TN10) son los que presentan la regionalización zonal más marcada para el período total 1964-2003 y son los que evidencian las diferencias más notables entre el primero (1964-1975) y los dos posteriores. Tanto en el centro como en el norte del país, aparece una división este-oeste que no se registra en los dos períodos siguientes, donde se observa una homogeneidad regional de tipo zonal, que es la que prevalece en el análisis del período total.

Los extremos de máximas frías (TX10), también presentaban una regionalización zonal en escala anual, pero al discriminar el análisis a escala estacional se veía algunos casos con regionalización este-oeste en el centro del país, lo que da cuenta que la regionalización zonal es menos robusta que la del índice TN10. Esta idea se refuerza en el

análisis por períodos separados, donde se observa una diferenciación meridional de las regiones en los tres períodos estudiados.

La homogeneidad espacial de los extremos de mínimas y máximas cálidas (TN90 y TX90) en los distintos períodos es similar a la encontrada para el período total. Sólo se destaca como una clasificación algo diferente la correspondiente a TX90 para el período 1976-1987, donde se observa una banda de homogeneidad zonal en el centro del país. En el norte se mantiene la diferenciación este-oeste como en los otros dos períodos.

En términos generales puede decirse que, al menos cualitativamente, el índice más sensible a los cambios registrados en el sistema climático a partir de 1976 en lo que respecta a la homogeneidad espacial es el de la frecuencia de noches frías TN10.

Resumen del capítulo 2

Se destaca la importancia del conocimiento de la homogeneidad espacial de las variables principales bajo estudio (los extremos de temperatura), para el estudio de la variabilidad temporal de las mismas. Se consideró una clasificación de regiones homogéneas en términos anuales (considerando los 12 meses del año) y otra a escala estacional (verano – otoño – invierno – primavera) utilizándose en ambos casos la técnica de medias k. En el primer caso se obtuvo la representación más general posible y en la otra se evaluó cierta variabilidad intra-anual, sin pérdida de generalidad o del carácter de resumen de información que se buscaba con el estudio. En términos generales se encontraron diferencias entre los extremos fríos (tanto de máximas como de mínimas) y los cálidos. En los primeros la regionalización tiende a darse en bandas zonales, mientras que en los segundos se evidencia una discriminación meridional. En cuanto a las diferencias estacionales, se destaca la particularidad de la estación de verano, donde aparece una regionalización noroeste – noreste – centro-este, no sólo en los extremos cálidos sino también en los fríos. Esto podría estar asociado con la influencia de los flujos cálidos provenientes del norte, especialmente la corriente en chorro en capas bajas (low level jet), que estaría dejando su marca distintiva en la regionalización de los índices de temperatura en la estación de verano. Con respecto a posibles cambios en la homogeneidad espacial de los índices con el tiempo, se analizó en particular las diferencias de la regionalización en un período anterior a 1976 (año conocido por los numerosos cambios observados en el sistema climático) y dos períodos posteriores. En términos cualitativos, se destacan diferencias en la frecuencia de noches frías, que no presenta una regionalización zonal tan marcada como en los períodos posteriores, al menos en términos anuales.

Capítulo 3: Estudio de tendencias

Al hablar de cambio climático observado se está haciendo referencia a la variabilidad observada a largo plazo. La caracterización de este cambio climático observado en los extremos diarios de temperatura en Argentina, consiste en establecer los valores de tendencia lineal sobre una base de datos diarios, consistidos y de buena calidad, lo más extenso en tiempo y espacio posibles, como primer paso para el análisis de la variabilidad temporal de la frecuencia de extremos de temperatura y amplitud térmica.

3.1 Estadísticas

Previo al análisis de tendencias, se discuten algunos aspectos sobre la estadística básica de las series, los que se presentan en la tabla 3.1. Los cálculos están basados en los índices mensuales, considerando los 12 meses del año. El período base es 1964-2003 debido a que es el de mayor disponibilidad de información. De esta forma quedan conformadas series de 480 datos, siempre y cuando estén completas, sin datos faltantes.

El valor medio de las variables coincide con el valor esperado: 10% en cada caso, siendo la mediana apenas inferior. Claramente todas las estaciones registran algún mes sin días extremos (mínimo 0), mientras que el máximo porcentaje de días con condiciones de temperatura extrema fluctúa entre 30% y 50%, aunque en algún caso el porcentaje trepa al 70%. En términos generales los porcentajes máximos son mayores en los extremos cálidos

(TN90 y TX90), lo que podría interpretarse como una mayor persistencia de las olas de calor respecto a las de frío tal como ya fuera estudiado en Rusticucci y Vargas (1993). Lo contrario ocurre en las estaciones del sur (Trelew y Río Gallegos), donde los mayores porcentajes están asociados con los extremos fríos.

Tabla 3.1: estadística básica de las series de extremos de temperatura. Se encuentran resaltadas las estaciones de referencia

Estaciones	TN10						TN90						Nro de casos
	Media	Mediana	Mínimo	Máximo	D. Estandar	Asimetría	Media	Mediana	Mínimo	Máximo	D. Estandar	Asimetría	
E87047	10.2	9.1	0	43.7	9.0	1.1	10.7	9.2	0	48.4	9.1	1.1	480
E87078	9.9	9.4	0	41.7	8.4	0.9	10.2	8.2	0	47.3	9.4	1.1	476
E87129	10.0	8.8	0	37.7	8.0	0.8	10.6	9.6	0	46.2	8.8	1.0	480
E87162	9.8	7.1	0	48.2	9.1	1.0	11.3	9.6	0	50.4	10.3	1.2	479
E87166	9.6	7.1	0	42.2	8.9	1.0	11.3	9.5	0	50.0	10.1	1.0	479
E87178	9.2	6.7	0	60.2	8.6	1.3	11.7	9.6	0	60.8	10.6	1.4	479
E87257	10.9	9.7	0	50.0	9.1	0.9	10.2	7.1	0	45.9	9.4	1.2	475
E87418	9.0	6.7	0	52.3	8.4	1.3	11.7	9.7	0	48.4	9.1	1.1	478
E87448	10.3	9.7	0	41.4	8.3	0.9	10.4	9.2	0	42.6	8.6	0.9	480
E87467	9.9	9.7	0	36.9	7.7	0.7	10.5	8.8	0	45.2	9.6	1.1	480
E87480	9.2	6.7	0	43.2	8.2	1.1	11.9	9.7	0	50.3	10.1	1.1	480
E87497	9.5	6.8	0	46.4	8.0	1.1	11.9	9.7	0	59.2	10.2	1.2	480
E87506	9.3	7.1	0	42.1	7.9	1.1	10.8	9.7	0	59.7	7.8	1.1	478
E87534	10.0	9.6	0	44.7	8.0	0.9	10.4	7.1	0	44.7	9.4	1.1	480
E87548	9.5	6.8	0	44.2	7.9	1.0	11.0	9.6	0	46.1	9.4	1.0	480
E87550	9.6	7.1	0	38.5	7.9	1.0	10.1	6.7	0	47.7	8.9	1.0	473
E87576	9.2	6.7	0	40.7	7.6	1.0	11.8	9.7	0	52.0	9.4	1.1	475
E87623	9.1	6.7	0	50.3	7.5	1.0	11.6	9.7	0	44.9	9.1	0.9	480
E87692	9.8	9.2	0	38.7	7.3	1.1	10.4	8.1	0	53.2	9.1	1.4	479
E87715	8.6	6.7	0	38.4	7.4	1.1	11.0	9.7	0	51.6	7.6	1.1	478
E87828	12.8	11.6	0	53.3	9.1	1.0	9.2	8.5	0	33.3	6.8	0.9	479
E87925	11.4	9.7	0	54.8	9.6	1.1	9.9	9.2	0	40.7	7.9	0.9	470
Estaciones	TX10						TX90						Nro de casos
	Media	Mediana	Mínimo	Máximo	D. Estandar	Asimetría	Media	Mediana	Mínimo	Máximo	D. Estandar	Asimetría	
E87047	10.5	9.7	0	42.4	7.9	0.9	10.5	9.5	0	46.2	8.6	1.0	480
E87078	10.7	9.7	0	39.8	7.7	1.0	11.1	8.8	0	70.9	10.9	1.4	477
E87129	10.7	9.7	0	46.3	8.2	1.0	10.2	7.1	0	51.6	9.5	1.5	479
E87162	10.4	9.7	0	37.5	7.8	0.8	10.6	6.7	0	54.7	10.9	1.2	475
E87166	10.7	9.7	0	40.3	7.8	0.8	10.3	6.7	0	54.5	10.4	1.3	477
E87178	10.2	9.7	0	40.9	7.2	0.8	10.9	8.8	0	61.3	10.5	1.4	479
E87217	11.0	9.7	0	48.6	8.7	0.9	10.0	8.6	0	59.4	9.7	1.6	473
E87418	10.5	9.6	0	53.6	8.5	1.1	10.5	9.7	0	44.9	8.8	1.1	473
E87448	10.9	9.7	0	39.3	7.6	0.7	10.3	8.5	0	49.6	9.2	1.3	480
E87467	10.7	9.7	0	55.8	8.1	1.1	9.7	6.5	0	49.9	9.7	1.3	477
E87480	10.0	9.4	0	38.7	8.0	1.0	10.7	8.9	0	53.0	9.6	1.1	476
E87497	9.9	9.6	0	35.5	7.8	0.8	10.8	8.9	0	53.6	9.7	1.1	475
E87506	10.0	8.5	0	42.9	8.6	1.0	11.2	9.7	0	57.1	8.9	1.1	478
E87534	11.6	10.0	0	50.0	8.5	0.9	8.9	6.4	0	54.8	10.4	1.8	478
E87548	10.0	9.4	0	41.9	7.7	1.0	10.1	8.6	0	53.5	9.4	1.2	480
E87550	10.3	9.6	0	41.9	7.9	0.8	9.9	6.7	0	42.0	9.0	1.1	474
E87576	10.0	9.3	0	41.9	7.8	1.0	10.3	9.2	0	42.5	8.9	1.0	473
E87623	10.8	9.7	0	42.9	8.1	0.7	9.5	6.7	0	48.4	8.9	1.2	475
E87692	9.9	8.3	0	38.7	7.8	0.9	9.9	9.5	0	41.9	7.9	0.8	474
E87828	10.2	8.7	0	54.8	9.1	1.4	10.4	9.7	0	37.4	7.2	0.6	478
E87925	10.3	7.1	0	64.5	10.0	1.5	10.5	7.5	0	54.8	9.4	1.3	475

Todas las series tienen asimetría positiva, hecho que también es razonable dado que el valor esperado es cercano a la cota inferior de la variable (10 y 0 respectivamente). Estas características ponen de manifiesto que la distribución no es normal.

Uno podría preguntarse qué “tan lejos” se encuentra de una distribución normal. La pregunta es sumamente pertinente dado que en el estudio de series geofísicas pueden llegar a aplicarse algunas técnicas estadísticas que en principio sólo están reservadas a series con distribución normal, en la medida que estas diferencias no sean excesivamente importantes (Grinsted y otros, 2004). ¿Qué se entiende por “excesivamente importante”? El criterio es subjetivo. En la figura C3_1 se presentan algunos ejemplos de gráficos de los valores esperados según la normal vs. Índice de temperaturas, junto a un ejemplo de distribución bimodal

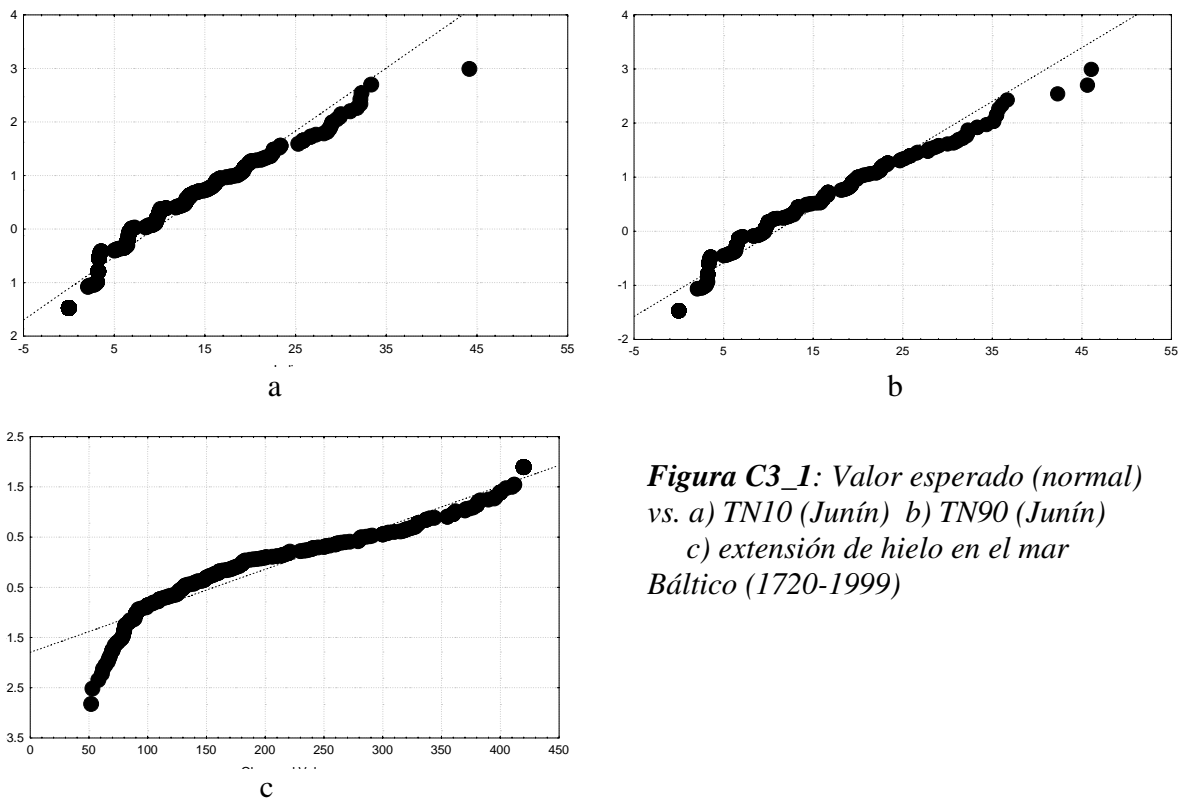


Figura C3_1: Valor esperado (normal) vs. a) TN10 (Junín) b) TN90 (Junín) c) extensión de hielo en el mar Báltico (1720-1999)

Puede notarse que el desvío respecto de una distribución normal se da fundamentalmente por algunos valores extremos de la serie. Esto hace que el testeo de la normalidad de la serie no sea significativa al 5%. Sin embargo, puede considerarse que el comportamiento no es excesivamente distante. En el caso de la extensión del hielo del mar Báltico, el desvío respecto de la recta esperada por la normal es mayor. En definitiva, a pesar de que las series no tengan estrictamente una distribución normal para un nivel de significancia del 5%, presentan características que hacen que la distribución no sea “excesivamente lejana” a la misma, tales como su condición de distribución unimodal, la media muy cercana a la mediana, entre otros aspectos.

3.2 Una primera mirada a la variabilidad temporal

Antes de contar con la base de datos definitiva y con los índices representativos de los extremos de temperatura descritos en las secciones anteriores, se realizó un análisis preliminar de tendencias para el verano y el invierno de la temperatura máxima y mínima media, desviación estándar y otro índice de temperatura extrema para el período 1959-1998 (Rusticucci y Barrucand, 2004). Se tuvo en cuenta el porcentaje de días del verano/invierno con temperatura mínima inferior al percentil 5 (TN5), superior al percentil 95 (TN95), temperatura máxima inferior al percentil 5 (TX5) y superior al percentil 95 (TX95). Los percentiles, en este caso, no fueron calculados en forma diaria sino en forma estacional. Por ejemplo para calcular el percentil 5 del verano asociado a la temperatura mínima se tomaron todos los valores diarios de temperatura mínima de diciembre, enero y febrero de los 40 años analizados y se calculó el percentil 5 de ese conjunto de datos. Luego, se

calculó año a año el porcentaje de días del verano con temperatura mínima inferior al valor calculado. Sin lugar a dudas, el estudio posterior fue mucho más completo y exhaustivo, no solamente porque estuvo basado sobre un período mayor (1959-2003), sino porque fue realizado para todos los meses del año, con un cálculo de percentiles diario. Sin embargo, resulta útil presentar esos resultados preliminares para comparar luego la estabilidad de los resultados en el estudio de tendencia realizado a nivel mensual.

El primer análisis realizado consideró los valores medios de las temperaturas máximas y mínimas. Se analizaron tendencias de valores medios y de desviación estándar. Luego se analizó la ocurrencia de extremos de temperatura máxima y temperatura mínima, considerando los percentiles 5 y 95 de verano e invierno. El criterio sobre datos faltantes fue algo menos exigente en esta primera etapa, ya que se admitieron series que estuvieran completas con un mínimo del 75% del total. Esto permitió el análisis de un mayor número de estaciones, especialmente en áreas en las que las series son más pobres en cuanto al número de datos (Patagonia). En la conformación de las series finales (que son con las que se trabaja en el resto del trabajo), al cumplir las exigencias consideradas mundialmente (se admite hasta un 10% de faltantes), el número de estaciones se reduce. Las estaciones que no calificaron para el análisis completo, pero que fueron tenidas en cuenta para esta etapa exploratoria inicial están detalladas en la tabla 2.1 del capítulo anterior, con código 3

3.2.1 Tendencia de valores medios y desviación estándar de temperaturas mínimas y máximas

En la figura C3_2 se presentan las tendencias de valores medios y de desviación estándar de temperaturas máximas y mínimas de verano. Están identificados por intervalos, siendo los más pequeños no significativos según un test de hipótesis sobre las pendientes con un nivel de significancia del 5% (Hoel, 1971). Se destaca un aumento de las temperaturas mínimas, especialmente en el centro, centro-este y noreste del país. No ocurre lo mismo con las temperaturas máximas medias, que han disminuido durante el período 1059-1998 en varias estaciones localizadas principalmente en la zona central. La Patagonia exhibe un comportamiento opuesto, con una tendencia a mayores valores de temperatura máxima, resultado que es coherente con la regionalización areal previamente encontrada en el capítulo 2, donde esta región es separada del resto del país ya desde las primeras instancias de clasificación. Los desvíos estándar asociados a ambos extremos han disminuido en el centro-este del país y en el noreste para el caso de las mínimas indicando claramente una tendencia a la disminución de la variabilidad interanual de los extremos.

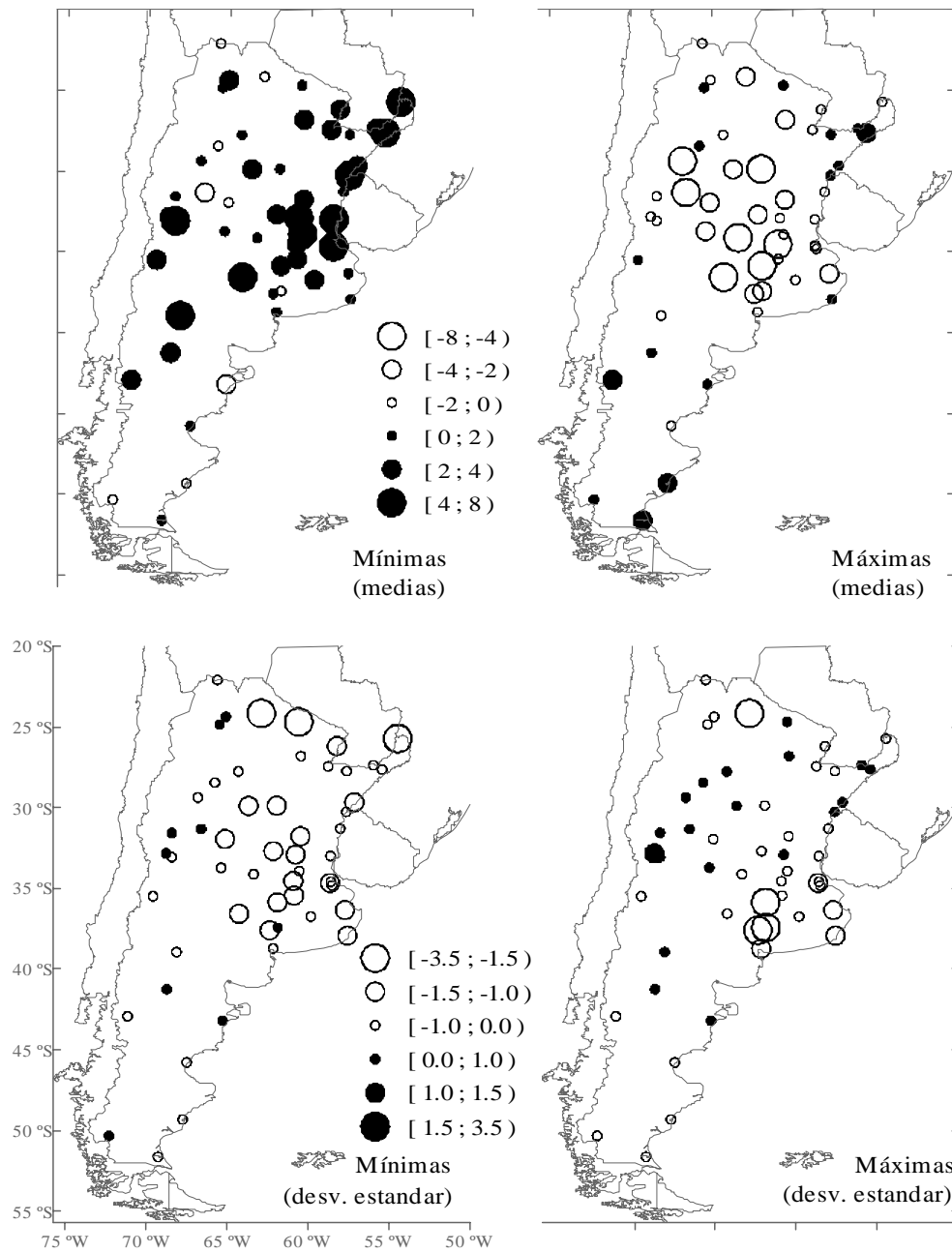


Figura C3_2: tendencias de temperaturas mínimas y máximas medias (panel superior) y desviación estandar (panel inferior) de distintas estaciones meteorológicas para el período 1959-1998. Valores estacionales expresados en °C x10 / década (verano)

Los cambios observados en invierno, son menos marcados respecto a los encontrados en el verano, excepto para las estaciones Patagónicas, donde ambos extremos aumentan. En cuanto a los desvíos, se observa que éstos no son significativos en la mayoría de las estaciones estudiadas

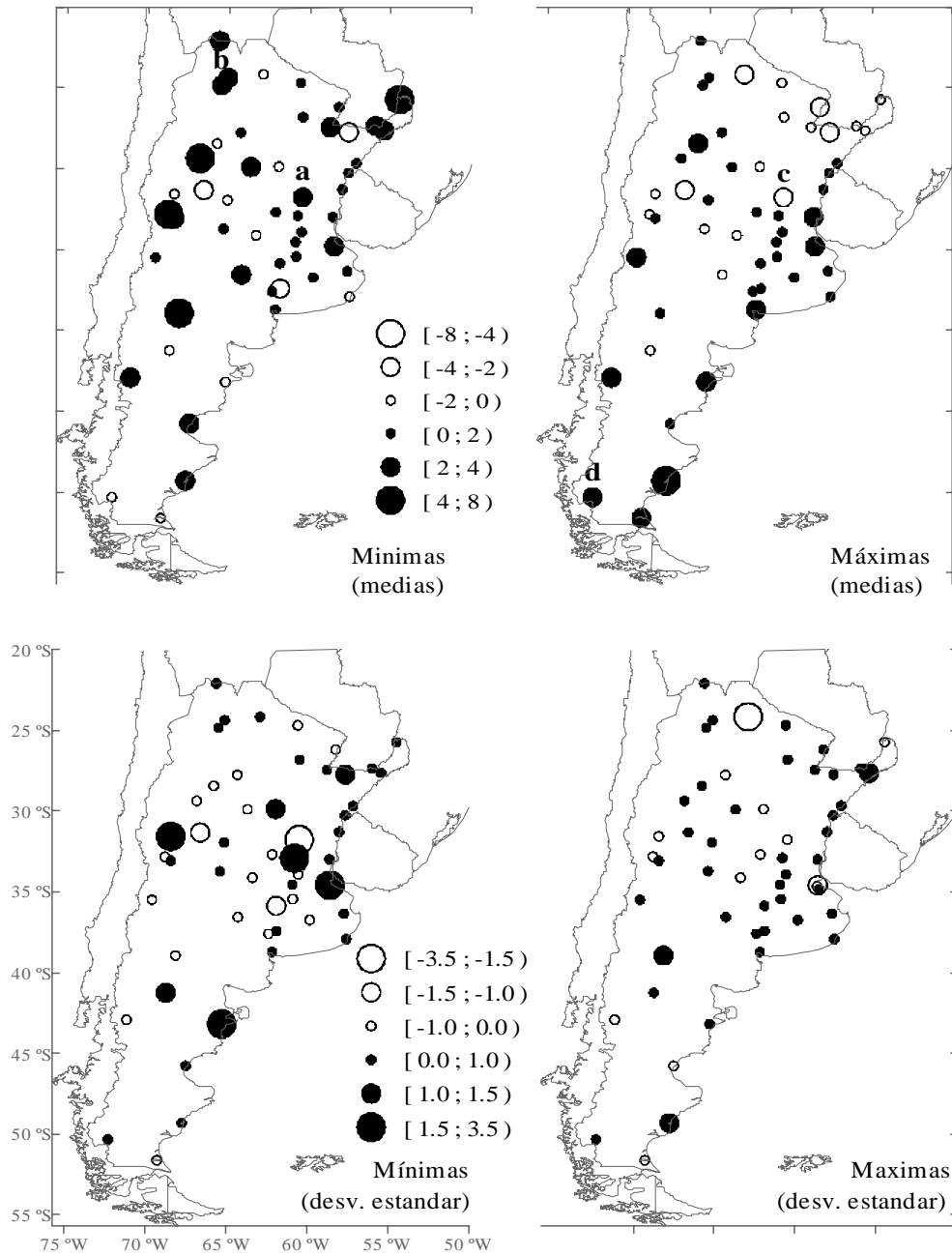


Figura C3_3: Ídem. Fig .C3_2, pero para invierno

3.2.2 Tendencia de frecuencia de días con temperaturas mínimas y máximas extremas

Luego del análisis de tendencias de valores medios de temperatura máxima y mínima, se calcularon tendencias de frecuencia de ocurrencia de valores extremos, series similares a las que finalmente se consideraron en este trabajo pero en las que se utilizó una cota diferente para su definición, caracterizando de este modo, condiciones más extremas de verano e invierno. La identificación de cada una de las series es equivalente a la presentada para los índices TN10 (TN90), TX10 (TX90) que consideramos como noches frías (cálidas) y días fríos (cálidos), pero con los percentiles 5 (95) respectivamente. En la figura C3_4 se presentan los resultados correspondientes a la estación de verano. Se observa en términos generales, una disminución en el número de noches frías y, en menor medida, un aumento en el número de noches cálidas fundamentalmente en el noreste del país. Los cambios observados en la temperatura máxima, medidos por el porcentaje de días fríos y cálidos, fueron diferentes a los observados para la temperatura mínima. Predominan condiciones de enfriamiento principalmente en estaciones del centro del país. Estos resultados concuerdan con lo encontrado para los valores medios de temperatura máxima y mínima, pero dan mayor información sobre la variable: el aumento de las temperaturas mínimas está más relacionado con la disminución de eventos muy fríos que con un aumento de “eventos cálidos”.

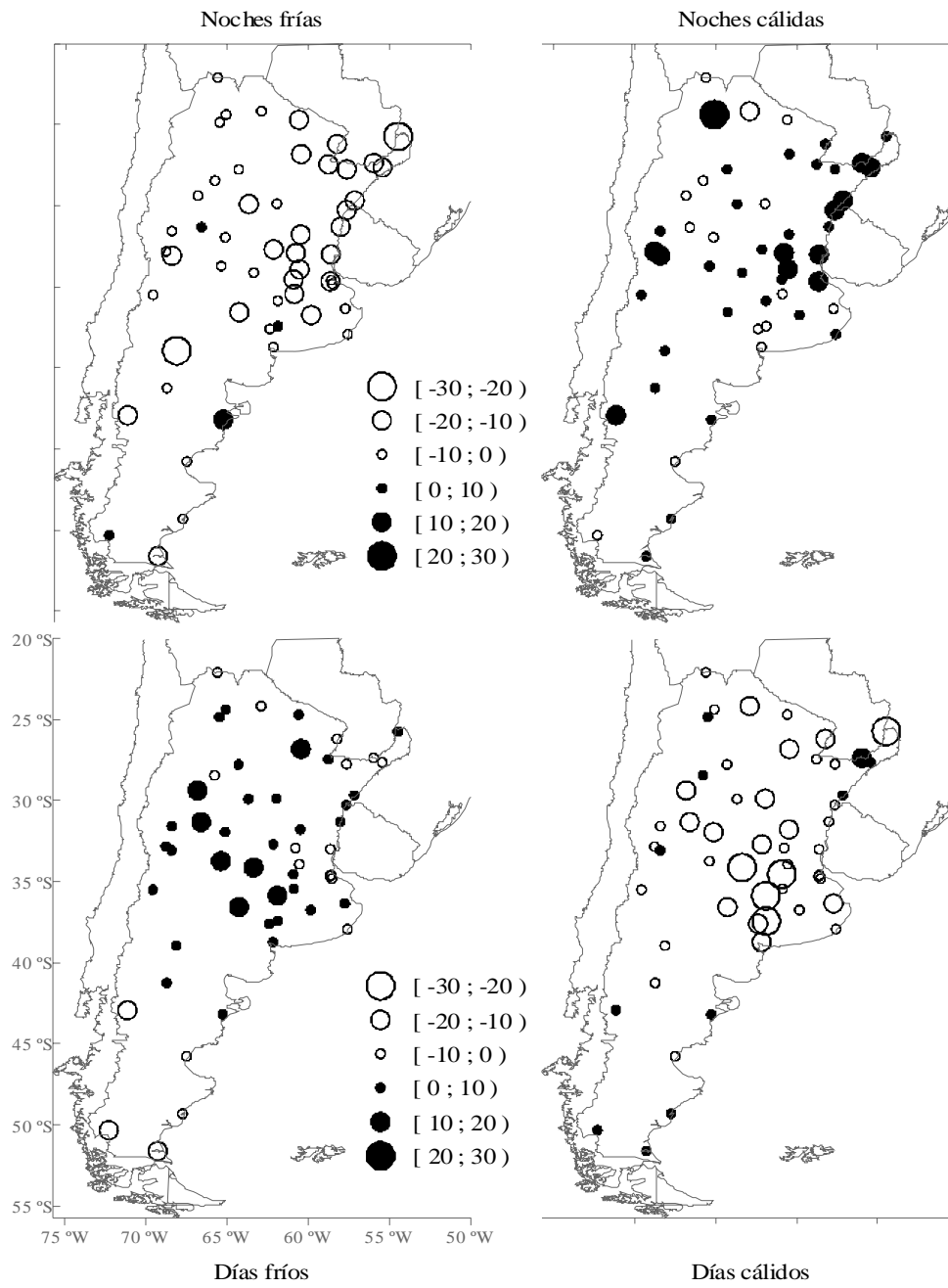


Figura C3_4: tendencias de porcentaje de días o noches con temperaturas extremas (Verano). Expresado como variación de porcentaje X 100 /año

El invierno (figura C3_5), presenta menores tendencias en el período estudiado. Sólo puede destacarse una tendencia positiva en el número de noches cálidas en varias estaciones de todo el país.

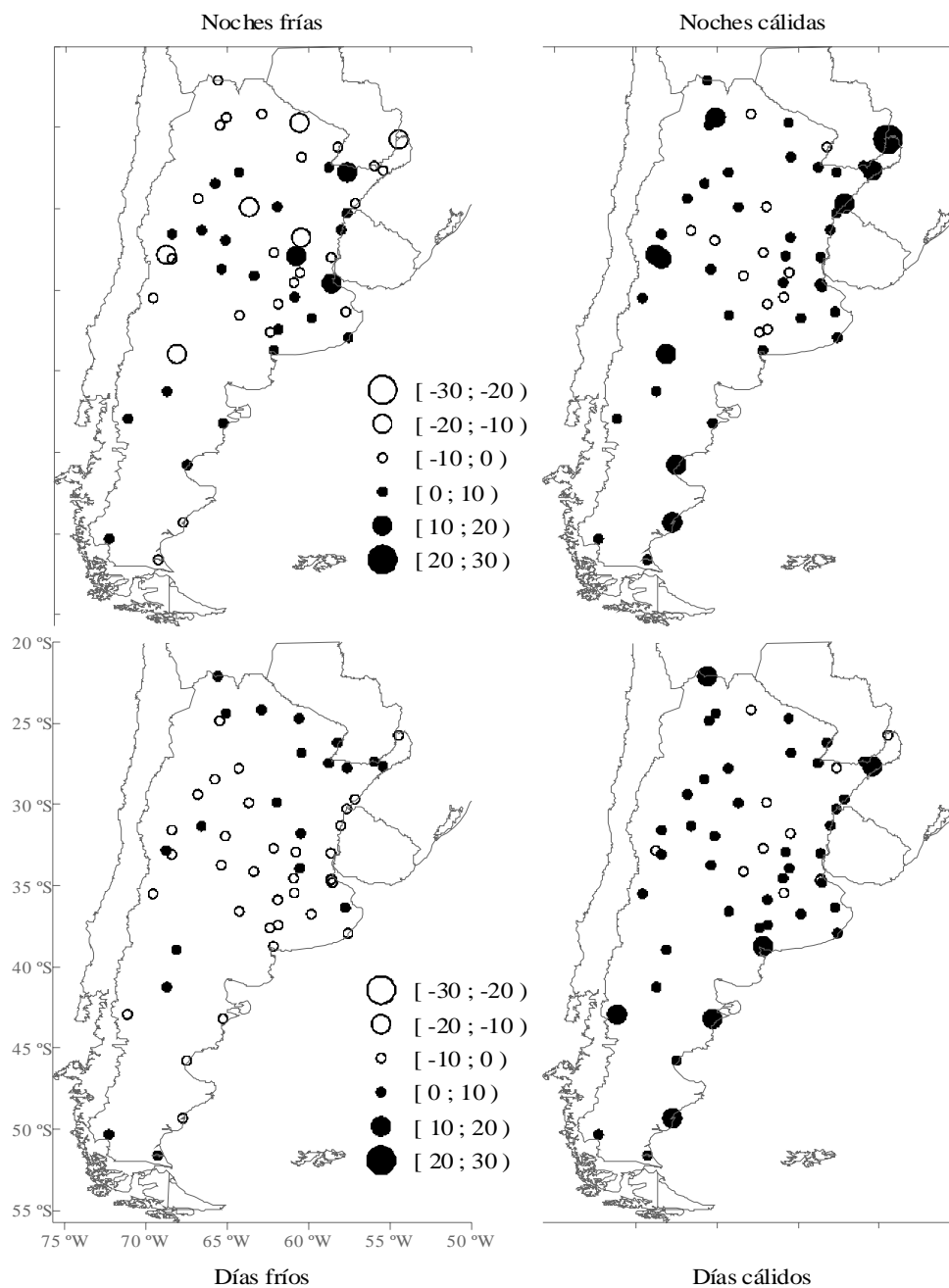


Figura C3_5: Ídem. fig. C3_4, pero para invierno

3.3 Índices y tendencias en el período 1959-2003

El estudio inicial sobre tendencias de temperaturas extremas (valores medios y frecuencia de días con valores superiores al percentil 95 o inferiores al percentil 5) para verano e invierno evidenció cambios significativos en el país para el período 1959-1998, en términos de tendencia lineal en dicho período. Eso motivó la extensión del estudio a los otros meses / estaciones del año, y buscar a la existencia de otros modos de variabilidad temporal. Para ello se decidió considerar la frecuencia de días con temperaturas extremas de una forma algo diferente, utilizando los percentiles 10 y 90 definidos en forma diaria, tal como se expuso en el capítulo 1.3 De esta manera los resultados obtenidos podrían ser comparables a otros estudios de otras partes del mundo que siguieron la misma metodología recomendada por el ETCCDMI (Klein Tank y Könen, 2002; Sensoy y otros, 2006, Klein Tank y otros, 2006, Alexander y otros, 2006; Aguilar y otros, 2006, Marengo y Camargo, 2007) además de tener mayor significancia en los resultados, por tener mayor cantidad de datos involucrados en el cálculo.

Se cuenta con algunas estaciones con disponibilidad de información desde 1950, pero son escasas. Muchas series comienzan desde 1959, aunque los primeros años con mayor cantidad de faltantes. A partir de 1964 los registros mejoran la cantidad de información.

Los resultados encontrados son congruentes con los resultados previos para el verano e invierno, pero el análisis mensual agrega mucho más detalle, además de considerar épocas del año no contempladas en el estudio inicial (meses de otoño y primavera). En la tabla 3.3 se presentan los resultados de las tendencias de los cuatro índices considerados, discriminados por estación meteorológica y estación del año.

Tabla 3.3a: tendencias (1959-2003) de los índices de extremos asociados a la mínima. Sólo se indican los resultados positivos (+) y negativos (-) significativos al 10%

NOCHES FRIAS		TN10											
Nº OMM	LOCALIDAD	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
87047	SALTA AERO	-		-									
87078	LAS LOMITAS												
87097	IGUAZU AERO	-				-	-		-				-
87129	SANTIAGO DEL ESTERO AERO			-							-	-	-
87162	FORMOSA AERO	-		-					-		-	-	-
87166	CORRIENTES AERO			-		-			-		-	-	-
87178	POSADAS AERO	-				-	-				-	-	-
87217	LA RIOJA AERO			-			-		-	-	-	-	-
87244	VILLA MARIA DEL RIO SECO			-			-		-		-	-	-
87257	CERES AERO			-				+					
87289	PASO DE LOS LIBRES AERO	-		-							-	-	-
87418	MENDOZA AERO			-		-	-		-	-	-	-	-
87448	VILLA REYNOLDS AERO												
87467	MARCOS JUAREZ AERO			-							-	-	-
87480	ROSARIO AERO	-		-		-					-	-	-
87497	GUALEGUAYCHU AERO	-		-							-	-	-
87506	MALARGUE AERO			-		-					-	-	-
87534	LABOULAYE AERO												
87544	PEHUAJO AERO				-	-			-		-	-	-
87548	JUNIN AERO	-				-							
87550	NUEVE DE JULIO	-		-							-	-	-
87571	EL PALOMAR AERO						+	+	+				
87576	EZEIZA AERO			-	-	-					-	-	-
87596	PUNTA INDIO AERO	-		-		-					-	-	-
87623	SANTA ROSA AERO	-		-		-			-	-	-	-	-
87637	CORONEL SUAREZ AERO		+		+			+	+	+			
87648	DOLORES AERO												-
87692	MAR DEL PLATA AERO	-											
87715	NEUQUEN AERO	-		-	-	-	-		-	-	-	-	-
87750	BAHIA BLANCA AERO			-									-
87803	ESQUEL AERO	-	-	-	-	-				-	-	-	-
87828	TRELEW AERO	+	+	+	+	+		+	+	+	+	+	+
87925	RIO GALLEGOS AERO												
NOCHES CALIDAS		TN90											
87047	SALTA AERO			+									
87078	LAS LOMITAS	-											
87097	IGUAZU AERO			+	+		+	+	+	+	+	+	+
87129	SANTIAGO DEL ESTERO AERO							-			+		
87162	FORMOSA AERO				+								
87166	CORRIENTES AERO								+		+		
87178	POSADAS AERO	+		+	+	+		+	+		+		+
87217	LA RIOJA AERO									+	+		
87244	VILLA MARIA DEL RIO SECO												
87257	CERES AERO												
87289	PASO DE LOS LIBRES AERO			+	+				+		+		
87418	MENDOZA AERO	+	+	+		+	+		+	+	+	+	
87448	VILLA REYNOLDS AERO												
87467	MARCOS JUAREZ AERO							-			+		
87480	ROSARIO AERO	+		+				-	+	+	+	+	+
87497	GUALEGUAYCHU AERO			+				-	+	+	+	+	
87506	MALARGUE AERO			+									
87534	LABOULAYE AERO							-					
87544	PEHUAJO AERO									+	+		
87548	JUNIN AERO								+	+			
87550	NUEVE DE JULIO							-	+				
87571	EL PALOMAR AERO			+		+		-	+				
87576	EZEIZA AERO			+		+		-	+	+	+	+	
87596	PUNTA INDIO AERO			+		+		-	+	+	+		
87623	SANTA ROSA AERO			+	+	+			+	+	+		
87637	CORONEL SUAREZ AERO							-			+		
87648	DOLORES AERO					+			+		+		
87692	MAR DEL PLATA AERO							-					
87715	NEUQUEN AERO		+	+		+	+				+		+
87750	BAHIA BLANCA AERO								+		+		
87803	ESQUEL AERO	+					+				+		+
87828	TRELEW AERO				-	-				-		-	
87925	RIO GALLEGOS AERO					+							

Tabla 3.3b: ídem tabla 3.3 a, pero para extremos asociados a la máxima

Nº OMM	LOCALIDAD	TX10											
		ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
87047	SALTA AERO			-									
87078	LAS LOMITAS	-	+										
87097	IGUAZU AERO												
87129	SANTIAGO DEL ESTERO AERO												
87162	FORMOSA AERO			-									
87166	CORRIENTES AERO			-									
87178	POSADAS AERO	-		-									
87217	LA RIOJA AERO				+	+			+				
87244	VILLA MARIA DEL RIO SECO		+										
87257	CERES AERO	+			+								
87289	PASO DE LOS LIBRES AERO	-											
87418	MENDOZA AERO				+				+				
87448	VILLA REYNOLDS AERO		+		+								
87467	MARCOS JUAREZ AERO		+										
87480	ROSARIO AERO												
87497	GUALEGUAYCHU AERO			-							-		
87506	MALARGUE AERO										-		
87534	LABOULAYE AERO	+	+		+								+
87544	PEHUAJO AERO		+								-		
87548	JUNIN AERO						-			-	-		
87550	NUEVE DE JULIO									-	-		
87571	EL PALOMAR AERO			-							-		
87576	EZEIZA AERO			-							-		
87596	PUNTA INDIO AERO										-		
87623	SANTA ROSA AERO		+								-		
87637	CORONEL SUAREZ AERO										-		
87648	DOLORES AERO										-		
87692	MAR DEL PLATA AERO	-		-						-	-		-
87715	NEUQUEN AERO	-									-		
87750	BAHIA BLANCA AERO	-		-			-				-		-
87803	ESQUEL AERO	-											-
87828	TRELEW AERO	-											-
87925	RIO GALLEGOS AERO	-											
		DIAS CALIDOS											
		TX90											
87047	SALTA AERO											+	-
87078	LAS LOMITAS											+	
87097	IGUAZU AERO	-	-	-								+	
87129	SANTIAGO DEL ESTERO AERO						-					+	
87162	FORMOSA AERO						+					+	-
87166	CORRIENTES AERO											+	
87178	POSADAS AERO				+							+	
87217	LA RIOJA AERO		-		-	-							
87244	VILLA MARIA DEL RIO SECO		-										
87257	CERES AERO	-	-		-		-	-				+	
87289	PASO DE LOS LIBRES AERO											+	
87418	MENDOZA AERO												
87448	VILLA REYNOLDS AERO	-										+	
87467	MARCOS JUAREZ AERO		-									+	
87480	ROSARIO AERO											+	
87497	GUALEGUAYCHU AERO											+	
87506	MALARGUE AERO			+								+	+
87534	LABOULAYE AERO	-	-	-	-	-	-	-			-		-
87544	PEHUAJO AERO	-	-		-	-	-	-				-	-
87548	JUNIN AERO	-	-									+	
87550	NUEVE DE JULIO		-									+	
87571	EL PALOMAR AERO											+	
87576	EZEIZA AERO											+	
87596	PUNTA INDIO AERO		-									+	
87623	SANTA ROSA AERO	-	-				-					+	-
87637	CORONEL SUAREZ AERO	-	-									+	
87648	DOLORES AERO		-									+	
87692	MAR DEL PLATA AERO						-					+	
87715	NEUQUEN AERO											+	
87750	BAHIA BLANCA AERO											+	
87803	ESQUEL AERO											+	
87828	TRELEW AERO				+							+	
87925	RIO GALLEGOS AERO		+										

Las tasas de variación significativas de porcentaje de días con temperaturas extremas (en valores absolutos) fluctúan en gran parte de los casos entre 1.5% y 4% por década (ver algunos ejemplos en la figura C3_6), llegando en algún caso extremo a una variación de 6.6% (Iguazú, mes de abril) para el índice TN90 (noches cálidas)

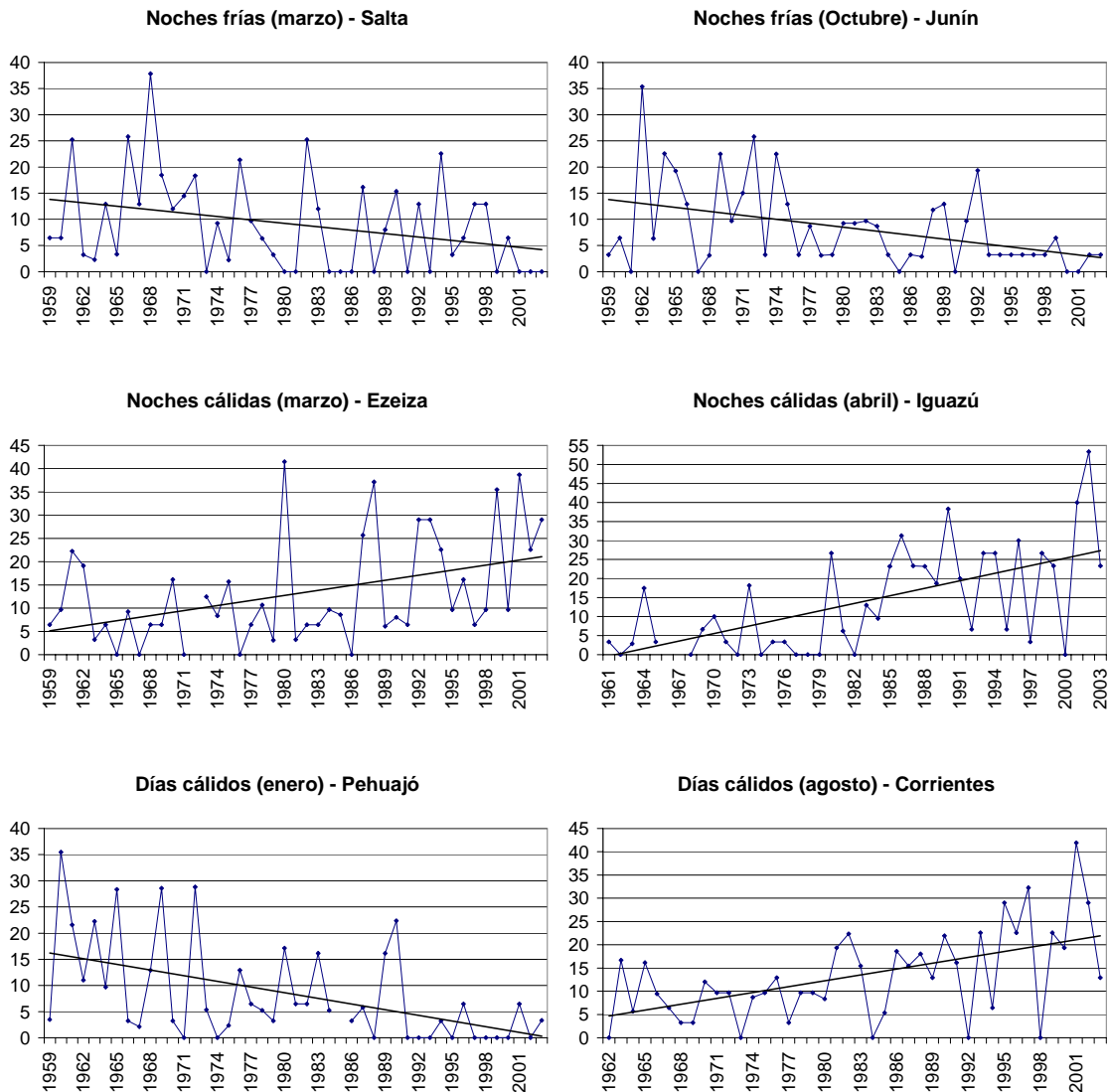


Figura C3_6: Algunos ejemplos de porcentajes de días con temperaturas extremas en función del tiempo y líneas de tendencias asociadas. Valores de las pendientes de las rectas (en % de días extremos / año) Salta: -0.23; Junín: -0.25; Ezeiza: 0.36; Iguazú: 0.66 Pehuajó: -0.36; Corrientes: 0.42

La disminución de noches frías de verano (y el consiguiente aumento de las temperaturas mínimas) había sido el resultado más relevante en el análisis estacional antes detallado. Esta característica es reflejada en la tabla 3.3, pero el análisis mensual permite observar otros detalles importantes que se discutirán a lo largo de este capítulo.

Los mayores cambios de la estación de verano están asociados a los meses de diciembre y enero, no así a febrero. Excepto este mes, la disminución de noches frías es significativa para una época cálida extendida de octubre a marzo. Los meses de marzo y octubre son los que aparecen con los mayores cambios en los eventos extremos hacia condiciones más cálidas, y hacia una extensión del período cálido del año, evidenciado por los cuatro índices estudiados. Esto está reflejado en la disminución de noches frías, aumento de noches cálidas, disminución de días fríos y aumento de días cálidos (especialmente en octubre). En la figura C3_7 se presentan en un mapa los resultados para los meses de marzo y octubre, en los que se observa una disminución de noches frías y aumento de noches cálidas bastante generalizada. Trelew marca la excepción para ambos meses, con un aumento en la frecuencia de noches frías. La disminución de días fríos resulta significativa en un menor número de estaciones, registrándose los mayores cambios sobre el noreste y este del país (marzo) y centro/centro-este (octubre). Con respecto a los días cálidos, octubre exhibe un aumento significativo en el centro y noroeste del país. Esta conjunción de efectos (todos los índices tendiendo a condiciones más cálidas) no se observa en otros meses del año.

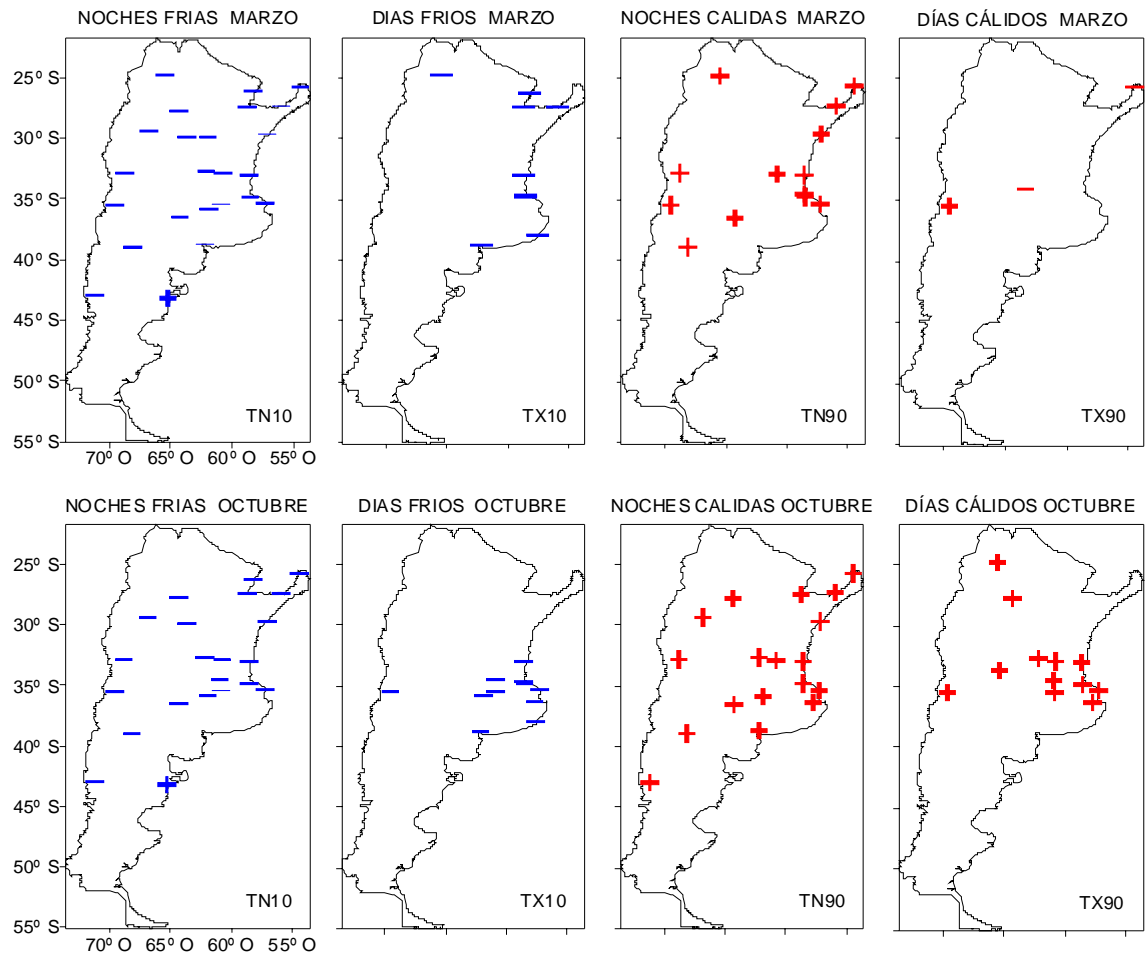


Figura C3_7: pendientes significativas de los índices estudiados para los meses de marzo (panel superior) y octubre (panel inferior)

La época fría (abril a septiembre) presenta, al igual que en la época cálida, mayores cambios en los extremos asociados a la temperatura mínima con un predominio de disminución en la frecuencia de noches frías y un aumento en la frecuencia de noches cálidas. Sin embargo, el mes de julio exhibe un comportamiento contrario en muchos casos (figura C3_8), por lo que al considerar promedios estacionales no se observan condiciones tendientes a un calentamiento significativas.

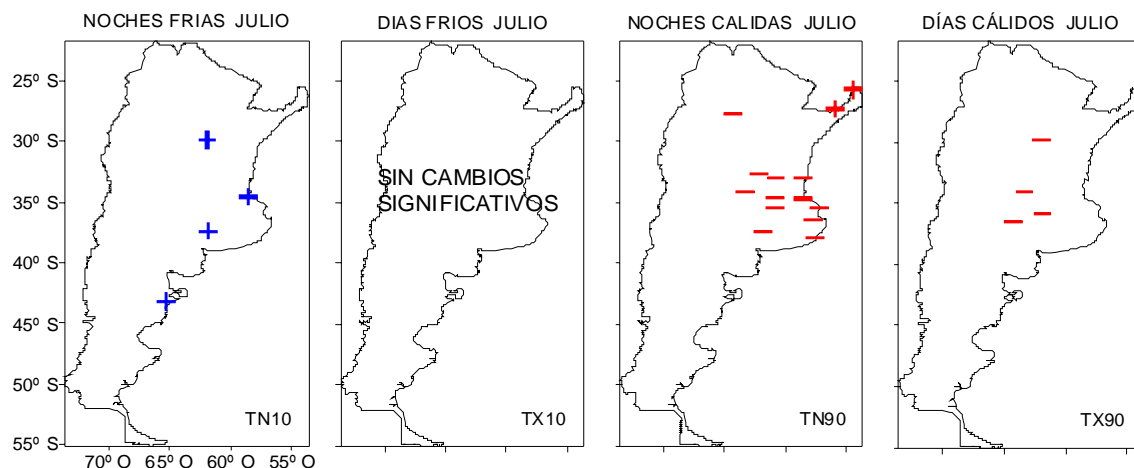


Figura C3_8: *idem C3_7, pero para el mes de julio*

Es importante esta particularidad en el mes de julio, ya que éste suele considerarse como mes de referencia para el invierno cuando, en este caso, el comportamiento de las series constituyen una excepción dentro de la época fría.

Otro mes que se destaca dentro de la época fría por sus mayores cambios es agosto, con una tendencia a condiciones más cálidas reflejada especialmente en los extremos asociados a la máxima, característica que no se observa en el resto de los meses del año (excepto el ya mencionado caso de Octubre). En la figura C3_9 se presentan los resultados para este mes. Predomina una disminución de noches frías, y un aumento de noches y días cálidos, especialmente en las regiones noreste y este del país.

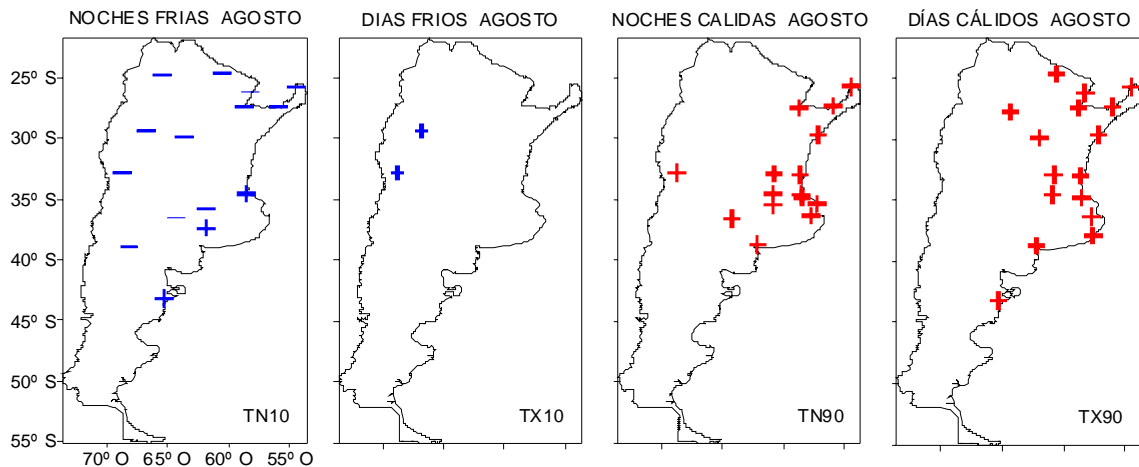


Figura C3_9: idem C3_7, pero para el mes de Agosto

El último informe del Panel intergubernamental sobre cambio climático –IPCC AR4- (Solomon y otros, 2007) es categórico al afirmar que la evidencia de calentamiento es inequívoca. Sin embargo, en el mismo informe se pone de manifiesto que a pesar de que un gran número de trabajos en todo el mundo muestran cambios en temperaturas extremas congruentes con condiciones de calentamiento general, los cambios observados en las “colas” de la distribución son generalmente más complicados que un simple corrimiento de la distribución total. En el sur de Sudamérica (Vincent y otros, 2006), y en la Argentina en particular, encontramos aumentos significativos en la ocurrencia de noches cálidas y disminución de noches frías, condiciones que determinan un aumento en la temperatura mínima, pero en general esto no se observa para el caso de las máximas. En América Central y norte de Sudamérica, en cambio, el calentamiento es observado tanto para máximas como para mínimas (Aguilar y otros, 2005). Al comparar los resultados de distintas partes del mundo, y al considerar estudios globales tales como Alexander y otros (2006) o Caesar y otros (2006), se concluye que los mayores cambios se han dado en la disminución de noches frías y en el aumento de noches cálidas, siendo menos marcados los

cambios en los días fríos y días cálidos, por lo que la Argentina no escapa a esta generalidad. Esto genera cambios en la amplitud térmica, con una tendencia a la disminución de las mismas. Vose y otros (2005) dan cuenta de este hecho, aunque destacan los cambios en las tasas de variación según el período considerado.

Los cambios observados en la amplitud térmica para las estaciones argentinas son también estudiados en este capítulo, en los que se refleja la importancia relativa que han tenido los cambios en la frecuencia de extremos.

3.4 La amplitud térmica

Uno de los índices propuestos por el ETCCDMI para el estudio de extremos climáticos es la diferencia mensual media entre la temperatura máxima y mínima. En el último informe del IPCC en su capítulo 3 del WGI (Trenberth y otros, 2007) muestran que este índice tiende a disminuir en términos globales, pero los resultados en términos anuales muestran para el Sur de Sudamérica, aumentos en la amplitud térmica para el período 1979-2004 (Vose y otros, 2005).

Dado que los cambios observados hacia condiciones de calentamiento se han dado principalmente en la temperatura mínima, se esperaría en términos generales, una disminución en la amplitud térmica. Cálculos de tendencias sobre esta variable confirman esta suposición, evidenciando una notable disminución de la amplitud térmica en la mayor parte del país, todos los meses del año, especialmente los de verano y otoño. Las excepciones a esta disminución de la amplitud térmica están dadas por las estaciones australes, donde previamente se había observado un aumento en la temperatura máxima, y

para el resto del país en el mes de Julio, donde se destacaba un aumento en el número de noches frías, contrariamente a lo observado el resto del año (ver tabla 3.4).

Tabla 3.4 pendientes positivas (+) y negativas (-) de la amplitud térmica discriminados por mes y estación meteorológica. En amarillo se encuentran resaltados los resultados significativos al 10%

NroOMM	ESTACION	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
87047	SALTA AERO	-	+	-	-	-	+	-	-	+	+	-	+
87078	LAS LOMITAS	+	-	-	-	-	-	+	-	+	+	-	-
87097	IGUAZU AERO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
87129	SANTIAGO DEL ESTERO AERO	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-
87162	FORMOSA AERO	-	-	-	-	-	-	-	+	+	-	-	-
87166	CORRIENTES AERO	+	-	-	-	-	-	-	+	+	-	-	-
87178	POSADAS AERO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
87217	LA RIOJA AERO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
87244	VILLA MARIA DEL RIO SECO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
87257	CERES AERO	-	-	-	-	-	-	-	+	-	+	-	-
87289	PASO DE LOS LIBRES AERO	-	-	-	-	-	-	-	+	+	-	-	-
87418	MENDOZA AERO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
87448	VILLA REYNOLDS AERO	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-
87467	MARCOS JUAREZ AERO	-	-	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-
87480	ROSARIO AERO	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-
87497	GUALEGUAYCHU AERO	-	-	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-
87506	MALARGUE AERO	+	-	-	-	-	+	+	+	-	+	+	-
87534	LABOULAYE AERO	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-
87544	PEHUAJO AERO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
87548	JUNIN AERO	-	-	-	-	-	+	+	+	-	-	-	-
87550	NUEVE DE JULIO	-	-	-	-	-	-	+	-	-	+	-	-
87571	EL PALOMAR AERO	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	-	-
87576	EZEIZA AERO	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-
87596	PUNTA INDIO AERO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
87623	SANTA ROSA AERO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
87637	CORONEL SUAREZ AERO	-	-	-	+	-	+	+	+	+	+	+	+
87648	DOLORES AERO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-
87692	MAR DEL PLATA AERO	-	-	-	-	-	+	+	-	+	-	-	-
87715	NEUQUEN AERO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
87750	BAHIA BLANCA AERO	-	-	-	-	-	+	+	-	-	+	-	+
87803	ESQUEL AERO	+	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-
87828	TRELEW AERO	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
87925	RIO GALLEGOS AERO	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+

Las tasas significativas de variación fluctúan, en términos generales, entre -0.2 °C/década a un máximo (negativo) de -0.89 °C/ década, que se registra en Mendoza, durante el mes de mayo (figura C3_10 a). En el caso de las estaciones australes donde se observa un aumento en la amplitud térmica, la tasa de cambio fluctúa aproximadamente –

según los meses-, entre 0.2° /década y 0.66° /década. En la figura C3_10 b se presenta como ejemplo la amplitud térmica para el mes de julio en la estación Trelew.

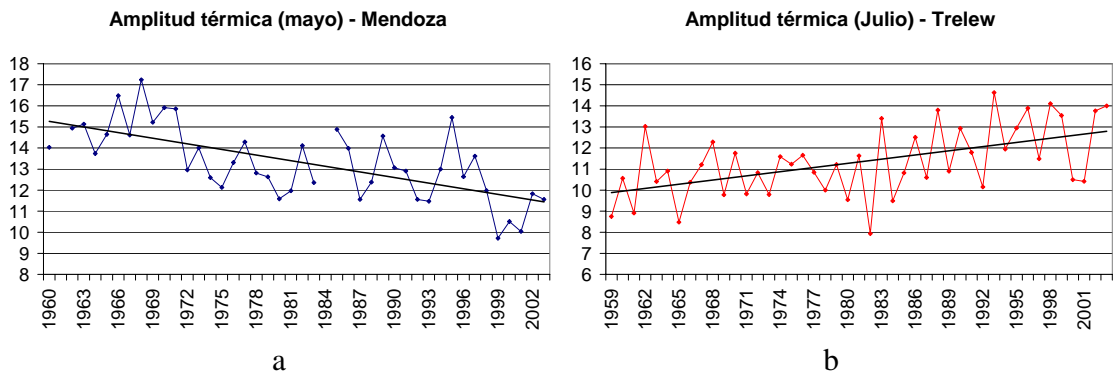


Figura C3_10: amplitud térmica media ($^{\circ}\text{C}$) de los meses de a) Mayo y b) Julio para las estaciones Mendoza y Trelew respectivamente. Valores de las pendientes de las rectas (en $^{\circ}\text{C}/\text{año}$): Mendoza: -0.089 ; Trelew: 0.066

En el próximo capítulo se analizará en qué medida la variabilidad observada en los índices de extremos de temperatura y la amplitud térmica, está acompañada por cambios en la nubosidad y la humedad. Ciertamente no se pretende aquí explicar toda la variabilidad observada para los distintos meses del año. Esto requeriría un estudio independiente que involucre un mayor número de variables, análisis de climatología sinóptica y dinámica de la atmósfera que exceden el enfoque de este trabajo, que profundiza sobre otras características de variabilidad de las series de extremos de temperatura. Se analizarán algunos aspectos de la nubosidad y humedad a escala estacional, especialmente en lo relativo a variabilidad de largo plazo (tendencia), para luego poder avanzar en los próximos capítulos en el análisis de otras escalas de variabilidad temporal.

Resumen del capítulo 3

Luego de un análisis de estadística básica de las series de extremos de temperatura, se inicia el estudio de variabilidad temporal de las mismas considerando tendencias lineales. Un análisis preliminar a escala estacional (verano e invierno) que considera valores medios, desviación estandar y frecuencias de extremos basados en percentiles 5 y 95 muestra en el verano un aumento de temperaturas mínimas medias en gran parte del país y un comportamiento diferenciado en las temperaturas máximas, con aumentos en la región Patagónica y disminución en la región central del país. En ambos casos, la desviación estándar disminuye en varias estaciones. Estos resultados están afectados principalmente por la disminución en el número de noches muy frías (en el caso de la temperatura mínima) y una disminución en el número de días muy cálidos (en el caso de la temperatura máxima). Al considerar los índices tal como los define el ETCCDMI, con percentiles 10 y 90 definidos a escala diaria (TN10, TN90, TX10 y TX90), se encuentran resultados que concuerdan con los anteriores, pero que agregan mayor información al hacerse una discriminación mensual. Entre los resultados más relevantes pueden destacarse:

- La disminución de ocurrencia de eventos fríos de verano está asociada a cambios en los meses de diciembre y enero, no así febrero. Esta disminución también es observada desde octubre hasta marzo, en lo que podemos denominar “época cálida”
- El mes de octubre tiene la particularidad de registrar aumentos en la frecuencia de ocurrencia de días cálidos (TX90), característica que no ocurre en el resto de los meses de la época cálida, cuando en general se observa una disminución de los mismos.

- Con respecto a los meses de época fría (abril a septiembre) se destaca un aumento en la frecuencia de noches cálidas, excepto en julio que presenta una tendencia negativa en el centro-este del país. Esto hace que los resultados estacionales de invierno no arrojen resultados significativos (por compensación de efectos)
- El mes de agosto, al igual que octubre, presenta aumento en el número de días cálidos, a diferencia de lo que ocurre en el resto de los meses de época fría, que registran una disminución de los mismos

Los resultados son congruentes con una disminución en la amplitud térmica observada en todo el país durante todo el año. Las excepciones están dadas para el mes de julio –mes en el que se observa un aumento en el número de noches frías- y en algunas estaciones del sur del país.

Capítulo 4: Algunos aspectos de la nubosidad y la humedad y su relación con los índices de temperaturas extremas

4.1 Introducción

La nubosidad juega un papel indiscutido en el balance de energía tierra-atmósfera. Puede ser un factor tanto de enfriamiento como de calentamiento, por su albedo en el primer caso y por la condición de gas de efecto invernadero del vapor de agua en el segundo. En ambos casos contribuye en la disminución de la amplitud térmica. La complejidad de las interacciones plantea una dificultad en lo que se refiere al modelado y predicción climática.

La disponibilidad de datos sobre nubosidad es limitada. Los registros más largos corresponden a estimaciones realizadas por un observador entrenado en una estación meteorológica o en un barco (generalmente octavos de cielo cubierto), siguiendo las reglas de la OMM. Recién hacia mediados de los 90's, especialmente en Estados Unidos y Canadá, las observaciones de superficie comenzaron a ser reemplazadas por mediciones automatizadas, pero estas mediciones arrojan resultados dudosos y hasta incompatibles con registros previos (Dai y otros, 2006). Gracias a los satélites, hoy contamos con otras herramientas de medición de nubosidad que permiten hacer estimaciones de varias características de interés. No solamente puede contarse con la cobertura total, sino también puede obtenerse información sobre la presión y temperatura en el tope de la nube, espesor óptico o reflectividad, entre otras variables. Esta información tiene la limitación del período

del cual se cuenta con la misma. En el caso del International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) del cual surge una de las climatologías de nubosidad más exhaustivas, se tienen registros desde julio de 1983. Además del reducido período con el que se cuenta dicha información, varios trabajos dan cuenta de los problemas asociados con los datos de nubosidad estimados a partir de satélites y la gran incertidumbre que existe sobre los mismos hasta el momento (Norris 2000, 2005, Dai y otros, 2006), situación que se espera mejore con el correr de los años y el perfeccionamiento de la tecnología y la asimilación de los datos.

En este trabajo se explora una de las características de la nubosidad que es la cobertura de nubosidad total, estimadas por los observadores meteorológicos locales, para el período 1960-2000. Sun y Groisman (2000) eligieron esta característica por considerar que otras no contaban con la misma densidad de información (series más cortas y más escasas) y muchas veces las definiciones variaban en el tiempo y entre países. Nos interesará en particular la relación observada entre la cobertura nubosa y los extremos de temperatura.

Estudios que vinculan la cobertura nubosa y la temperatura pueden encontrarse en Groisman y otros (1996, 2000), quienes estudiaron las relaciones entre estas variables en algunas zonas del hemisferio norte. Ellos encontraron que las variaciones de la temperatura en superficie asociadas con la cobertura nubosa exhiben fuertes ciclos diurnos y estacionales y varían según la región geográfica y climática.

La presencia y variabilidad de la cobertura nubosa y los efectos radiativos están estrechamente relacionados con la humedad atmosférica (Fung y otros, 1984; Zhang y otros 1995, Sun y Groismann 1999; Groisman y otros, 2000). Las condiciones de humedad también son analizadas en este trabajo, a través de la temperatura de rocío. Esta no es,

ciertamente, una variable medida, y depende de la temperatura, pero se optó por analizar esta variable porque es una de las más utilizadas, es representativa de la humedad de las masas de aire, y tiene un claro significado físico asociado. Es una variable que también es considerada para su estudio –entre otras- en estudios de humedad de otras partes del mundo (Gaffen y Ross, 1999, Whang y Gaffen, 2001). Entre los principales resultados encontrados por distintos autores que han estudiado la variabilidad de las condiciones de humedad se destacan los presentados por Gaffen y Ross (1999), que realizan una climatología de la humedad de superficie en Estados Unidos y analizan las tendencias observadas durante el período 1961-1995. Encuentran un aumento en la humedad específica y en el punto de rocío sobre gran parte del país en invierno, primavera y verano, que lo consideran consistente con el aumento de las temperaturas observadas. Robinson (2000) corrobora estos resultados y expone la importancia del ciclo hidrológico en la conducción de los cambios interdecadales. También manifiesta que los cambios pueden ser atribuibles a un cambio en la frecuencia y contenido de humedad de las masas de aire.

Luego de analizar en el capítulo anterior las tendencias de los índices de extremos de temperatura y amplitud térmica en distintas estaciones argentinas, aquí se analizan algunos aspectos de las condiciones de nubosidad y humedad que podrían acompañar dicha variabilidad. El análisis –a escala estacional- se centra en algunas estaciones de referencia.

4.2 Características de la nubosidad total y su variabilidad

4.2.1 Climatología

A partir de de una base de datos cuatri-diurna correspondiente a distintas estaciones meteorológicas del país para el período 1961-2000, se consideraron los datos de nubosidad de las 12 UTC y 18 UTC y se construyeron índices representativos de la frecuencia de cielo despejado (0 a 2 octavos de cielo cubierto) y cielo cubierto (6 a 8 octavos), siguiendo la misma clasificación del SMN.

En la figura C4_1 se presenta la climatología del porcentaje de días con cielo cubierto para el período 1961-1990, en la que se puede ver que las estaciones de referencia del noroeste (Salta) y el centro-oeste (Malargüe) son las que presentan la mayor variabilidad estacional. En el caso de Salta, la estación de verano es la que presenta el mayor porcentaje de días con cielo cubierto, especialmente en horas de la tarde, superando el umbral de 70% promedio. Por la mañana, en cambio, los mayores porcentajes se observan en los meses de otoño. Los mínimos se dan durante el invierno en ambos momentos del día. Malargüe tiene un porcentaje de días con cielo cubierto mucho menor, y es máximo en los meses de invierno.

Las estaciones del noreste y centro-este registran un menor variabilidad estacional, con un porcentaje cercano al 50% de días con cielo cubierto. No se observan diferencias significativas respecto a los valores de las 12 UTC y las 18 UTC

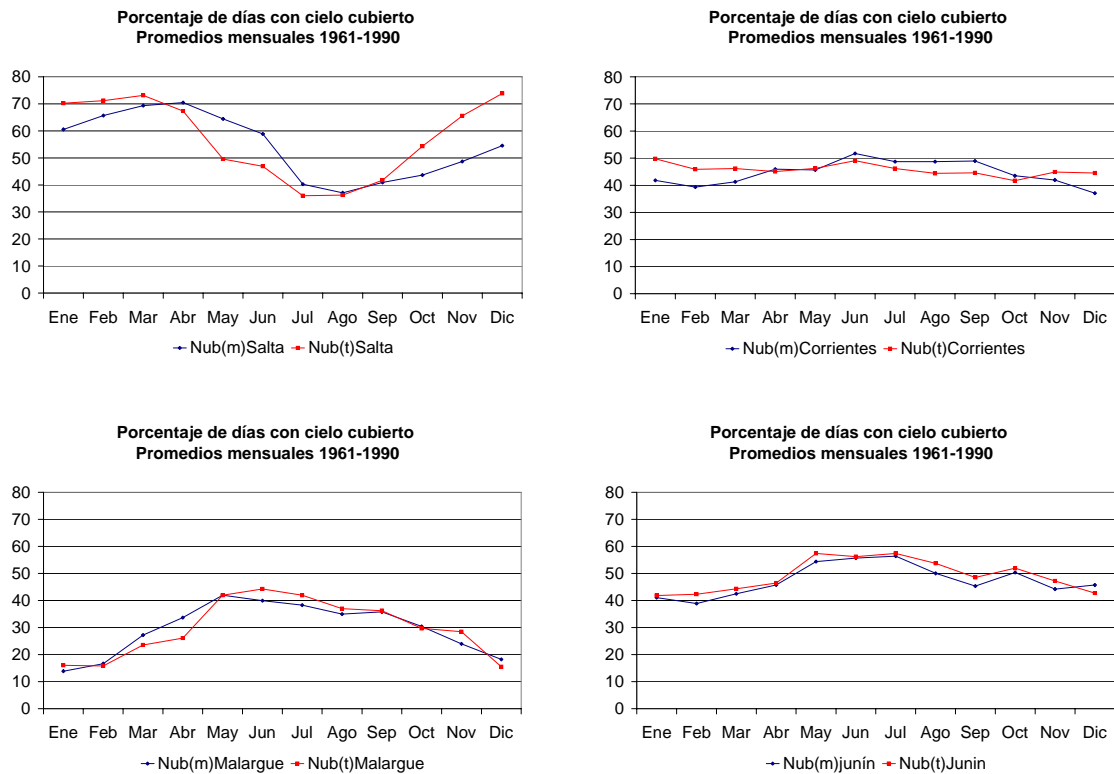


Figura C4_1: porcentaje de días con cielo cubierto para 4 estaciones de referencia. Las líneas azules (rojas) corresponden a valores de la mañana (tarde)

4.2.2 Variabilidad temporal

La variabilidad temporal de las series es otro de los aspectos que se analizan y el de mayor interés para poder evaluar dicha variabilidad con los cambios observados en los índices de temperaturas extremas y la amplitud térmica. Como se mencionó anteriormente, la nubosidad puede actuar como un factor de enfriamiento –por su albedo- o puede producir el efecto contrario: moderar el enfriamiento terrestre por la condición de gas de efecto invernadero del vapor de agua. Por esta razón es importante el momento del día en el cual el cielo permanece despejado o cubierto, ya que influirá en forma diferenciada las

condiciones térmicas de la zona bajo estudio. Interesará conocer entonces la existencia de cambios en las condiciones de nubosidad en forma diferenciada (mañana y tarde).

En las figuras C4_2 y C4_3 se presentan las series de porcentajes de días con cielo cubierto y despejado a escala estacional en función del tiempo para las 12 y 18 UTC respectivamente. En términos generales, en Salta se observan muchos días con cielo cubierto y pocos con cielo despejado, especialmente durante el verano y el otoño, tal como fuera observado en el gráfico de la climatología (figura C4_1). De las cuatro estaciones consideradas es la que exhibe las mayores variaciones de nubosidad, especialmente con respecto al aumento en el porcentaje de días con cielo cubierto (significativo al 10% durante el otoño, el invierno y la primavera). Una disminución de frecuencia de cielo despejado es observada en todas las estaciones del año, aunque sólo estadísticamente significativa en el invierno. Esta variación se observa particularmente en durante la mañana, no así a la tarde, momento en el que se observa un ciclo estacional marcado, pero sin tendencias significativas.

Corrientes registra menores porcentajes de días con cielo despejado durante las tardes respecto a los observados en horas de la mañana, con poca variabilidad estacional y prácticamente sin tendencias significativas. La única excepción está dada por el porcentaje de días con cielo despejado en primavera, con tendencia a leve aumento.

Malargüe se caracteriza por los altos (bajos) porcentajes de días con cielo descubierta (cubierto) durante el verano, con una tendencia positiva significativa en el porcentaje de días de cielo cubierto de verano (por la mañana) y en otoño (mañana y tarde).

Junín exhibe tendencias significativas durante el verano, con un aumento en el porcentaje de días con cielo cubierto y disminución en el porcentaje de días con cielo despejado

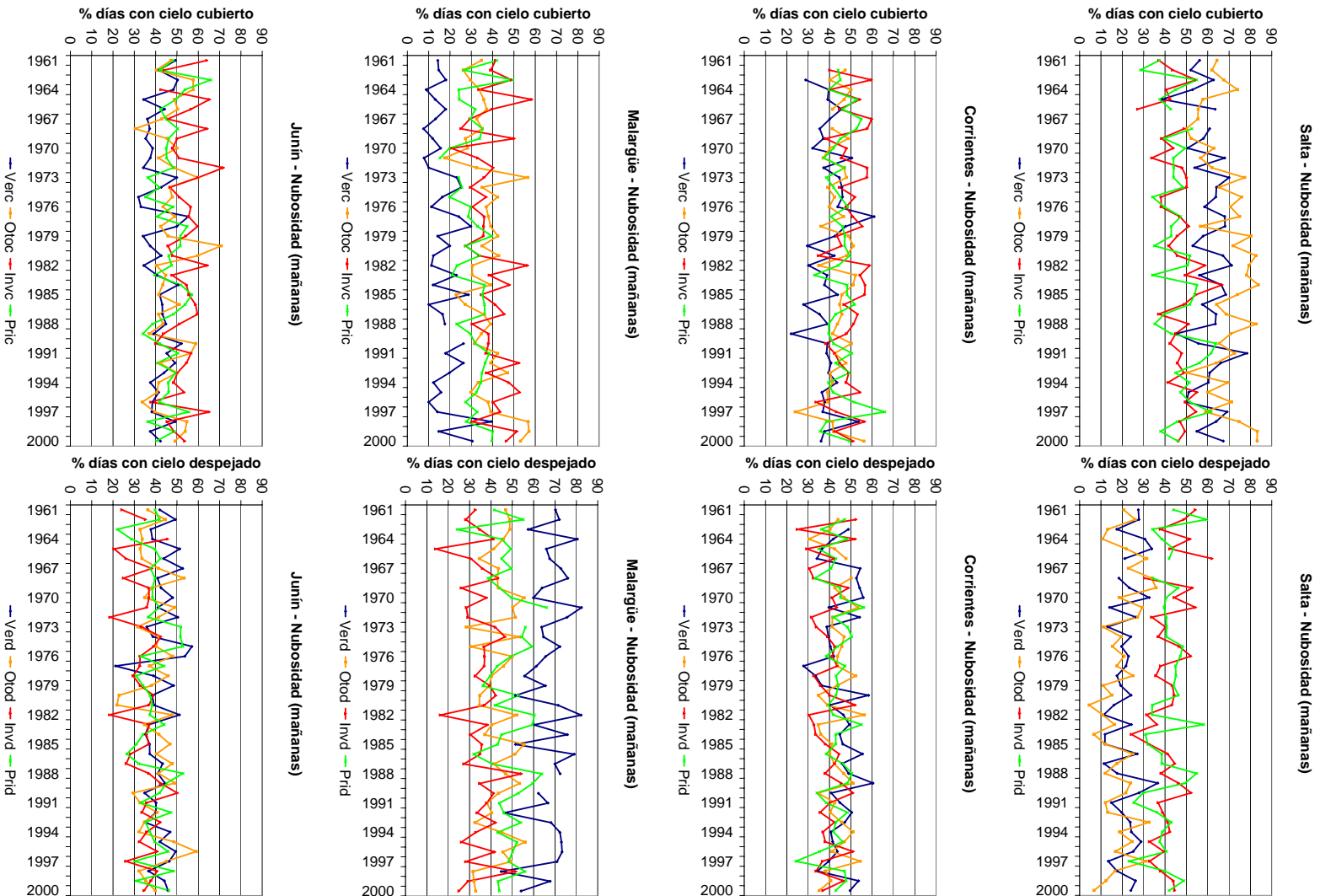
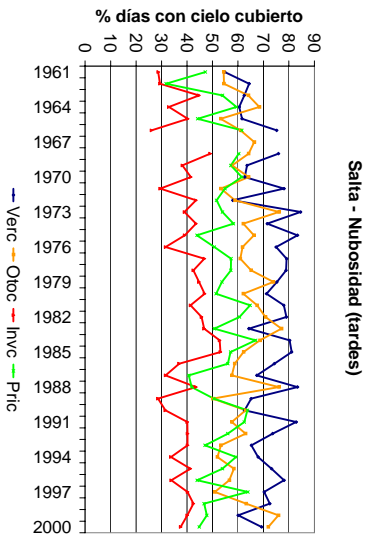
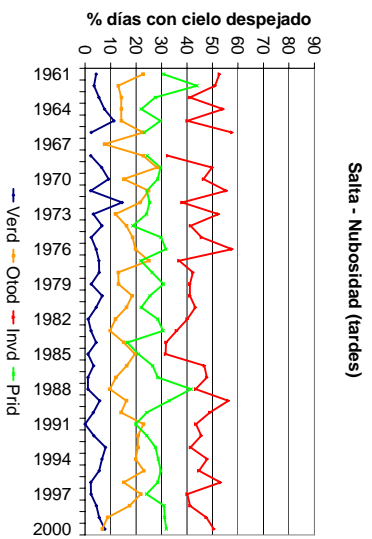


Figura C4_2: porcentaje de días con cielo cubierto y despejado discriminado estacionalmente (12 UTC)

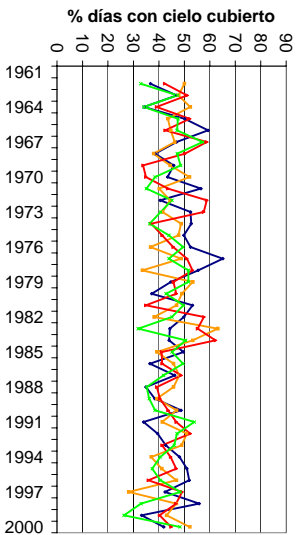


Salta - Nubosidad (tardes)

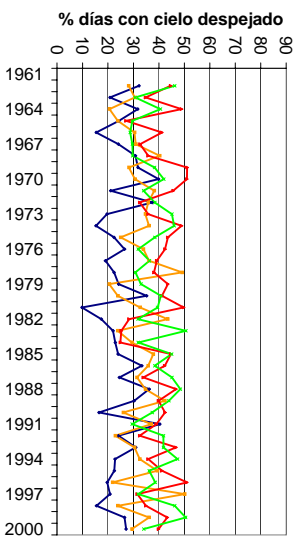


Salta - Nubosidad (tardes)

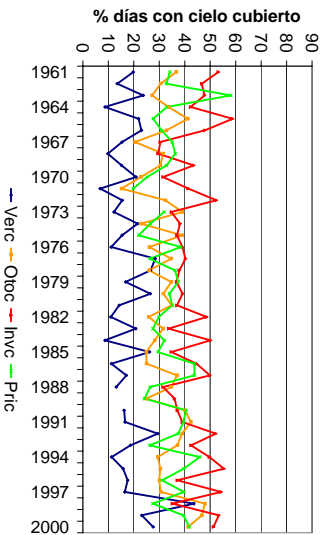
Corrientes Aero - Nubosidad (tardes)



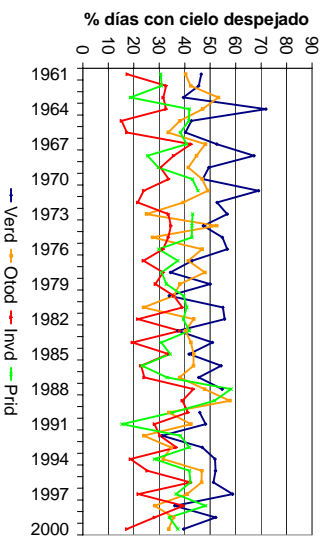
Malargüe - Nubosidad (tardes)



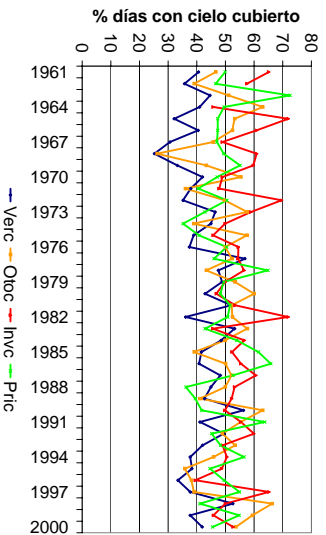
Malargüe - Nubosidad (tardes)



Junin - Nubosidad (tardes)



Junin - Nubosidad (tardes)



Corrientes Aero - Nubosidad (tardes)

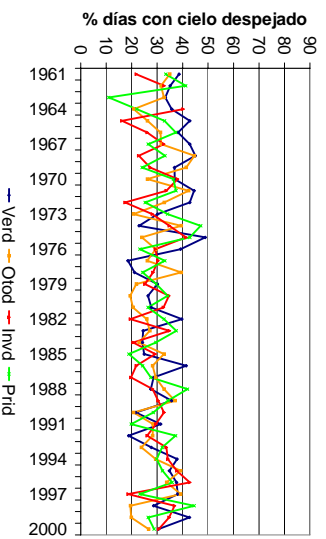


Figura C4_3: idem fig. C4_2, pero para 18 UTC

Aunque no todos los casos estudiados exhiben tendencias en la condiciones de nubosidad , en términos generales los resultados muestran que las variaciones significativas están relacionadas principalmente con un aumento en el porcentaje de días con cielo cubierto, que es coherente con la disminución de amplitud térmica antes encontrada y sería reflejo de una mayor disponibilidad de humedad en el aire-

4.3 Climatología de las temperaturas de rocío: valores medios y variabilidad en la frecuencia de extremos

4.3.1 Estadística básica

Al trabajar con índices que representan frecuencia de ocurrencia por encima o por debajo de cierto umbral, además de poder estudiar tendencias o ciclos en de las series, uno tiene la ventaja de poder comparar resultados de distintas regiones ya que estos se encuentran relativizados. Sin embargo, debe tenerse presente cuáles son los valores de base de la variable. Dicho en otras palabras, no hay que desvincularse de la climatología correspondiente a las variables bajo estudio a partir de las cuales luego se construyen los índices. Es por eso que como primer paso del análisis de la variabilidad de las condiciones de humedad de las distintas estaciones de referencia, se realizó una climatología de las series de Td diarios (de las 12 UTC y de las 18 UTC), discriminando los resultados a escala estacional (tabla 4.1). Cabe aclarar que los valores de percentiles que se muestran en la tabla están basados en la totalidad de registros de cada estación del año, de manera que se obtiene un valor por estación del año. Para el cálculo de los índices, en cambio, los

percentiles se calculan para cada día del año con una ventana de cinco días, tal como se explicó en el capítulo 1. No nos detendremos aquí a hacer un análisis de la climatología de las temperaturas de punto de rocío. Simplemente tenemos este marco de referencia para poder comparar resultados futuros

Tabla 4.1: estadísticas asociadas con la temperatura de punto de rocío de las 12 (m) y 18(t) UTC promediadas estacionalmente correspondientes a las estaciones de referencia

	Salta(m)	Salta(t)	Corrientes(m)	Corrientes(t)	Malargüe(m)	Malargüe(t)	Junín(m)	Junín(t)
Verano								
Media	16.3	16.1	20.2	19.4	6.9	6.3	15.6	14.8
Desvío estandar	2.2	2.6	3.4	4.1	4.4	5.3	4.1	4.8
Asimetría	-0.8	-0.8	-1.1	-1.0	-0.5	-0.8	-0.7	-0.7
Mínimo	4.2	5.0	-0.2	-4.8	-17.3	-19.8	-3.0	-6.4
P10	13.4	12.6	15.5	13.8	1.5	-0.8	10.1	8.1
P25	15.1	14.7	18.4	17.1	4.1	3.4	13.0	11.9
P50 (mediana)	16.6	16.5	20.9	20.2	7.2	7.1	16.3	15.5
P75	17.8	18.0	22.6	22.4	10.0	10.1	18.5	18.4
P90	18.8	19.1	23.9	23.9	12.3	12.3	20.2	20.4
Máximo	22.2	23.5	27.3	28.3	17.8	19.6	25.3	26.4
Porcentaje faltantes	1.1	0.8	2.4	1.8	1.1	1.1	3.7	3.6
Otoño								
Media	12.4	13.0	17.0	17.1	2.7	4.0	11.5	11.7
Desvío estandar	4.1	4.1	4.6	5.1	5.0	5.5	5.2	5.6
Asimetría	-0.6	-0.6	-0.6	-0.7	-0.2	-0.7	-0.3	-0.4
Mínimo	-9.6	-4.2	0.8	-1.7	-18.9	-20.5	-8.7	-8.1
P10	6.9	7.4	10.3	9.6	-3.8	-2.8	4.7	3.8
P25	9.7	10.3	14.1	13.9	-0.6	1.0	7.8	7.9
P50 (mediana)	12.9	13.4	17.8	18.1	2.9	4.4	11.8	12.2
P75	15.6	16.1	20.6	21.0	6.3	7.7	15.5	16.1
P90	17.3	17.9	22.4	22.8	9.2	10.7	18.1	18.7
Máximo	21.1	24.2	25.5	27.2	16.0	18.8	24.0	25.0
Porcentaje faltantes	0.1	0.1	3.4	3.0	1.3	0.9	2.9	2.6
Invierno								
Media	3.6	4.2	11.1	11.4	-3.8	-1.8	4.6	6.0
Desvío estandar	4.5	4.7	5.1	6.1	4.0	4.5	5.1	5.6
Asimetría	-0.6	-0.7	-0.6	-0.6	-0.6	-1.1	0.3	0.0
Mínimo	-30.1	-30.8	-18.7	-15.6	-26.0	-39.4	-11.1	-14.6
P10	-1.9	-1.9	4.3	3.0	-8.9	-7.2	-1.8	-1.1
P25	0.5	1.2	7.5	7.1	-6.0	-4.2	0.8	2.0
P50 (mediana)	3.7	4.6	11.5	12.4	-3.5	-1.3	4.2	6.0
P75	6.9	7.7	15.1	16.3	-1.2	1.1	8.0	10.0
P90	9.3	10.0	17.3	18.6	1.1	3.1	11.8	13.6
Máximo	16.6	15.6	21.9	24.6	9.7	9.1	18.9	21.4
Porcentaje faltantes	1.3	1.2	2.5	2.5	0.8	0.4	4.1	3.6
Primavera								
Media	10.0	8.9	15.2	14.8	0.9	-0.2	10.1	9.9
Desvío estandar	4.9	5.2	4.7	5.5	4.7	5.8	4.8	5.6
Asimetría	-0.6	-0.6	-0.6	-0.6	-0.1	-0.6	-0.3	-0.3
Mínimo	-15.3	-17.4	-5.6	-10.1	-24.1	-29.4	-12.4	-11.6
P10	3.4	1.9	8.5	6.9	-5.0	-7.7	3.7	2.3
P25	6.8	5.5	12.2	11.4	-2.2	-3.4	6.8	6.1
P50 (mediana)	10.6	9.6	15.8	15.6	1.0	0.3	10.4	10.4
P75	13.9	13.0	18.7	19.2	4.1	3.7	13.7	14.1
P90	15.9	15.2	20.8	21.2	7.2	6.8	16.3	16.9
Máximo	21.4	20.0	25.7	26.3	15.7	19.9	23.3	24.9
Porcentaje faltantes	0.9	1.1	1.8	1.7	1.1	1.0	4.2	4.3

Es importante tener presente la discusión de los problemas de medición de las variables de humedad descrita en el capítulo 1, cuando se mostraron las dificultades en la determinación de los mínimos (posibles) asociados a Td. Los mínimos absolutos son de difícil medición y por tanto el cálculo de Td se ve afectado. El único valor (fijo) de referencia que se analiza en este trabajo está relacionado con el extremo opuesto de la variable (condiciones muy húmedas). Se eligió un umbral de $Td = 24\text{ °C}$ como valor de referencia para masas de aire muy húmedas. Este es, ciertamente, un valor elevado. En la tabla 4.1 puede verse que este valor es prácticamente igual al percentil 90 de Td asociado al verano (resultado equivalente para los datos de las 12 y 18 UTC) de la estación Corrientes, que es la que registra las condiciones más cálidas y húmedas de las estaciones seleccionadas.

4.3.2 Los cambios observados

Tanto en este trabajo como en otros que tratan sobre variabilidad de temperaturas extremas, se ha podido comprobar la existencia de una tendencia positiva de las mismas (especialmente la mínima) durante la segunda mitad del siglo pasado. Siguiendo la misma metodología de selección de casos extremos, se consideraron los porcentajes de días con temperaturas de punto de rocío inferiores (superiores) al percentil 10 (90), representando casos secos (húmedos). Como se mencionó anteriormente, también se consideró el número de casos con Td superior a un umbral fijo (24 °C) por tenerse éste como un valor de referencia para caracterizar masas de aire muy húmedas.

En términos anuales, las estaciones del norte (Salta y Corrientes) exhiben un aumento en el número de días con temperaturas de rocío elevadas y una disminución en el número de días con temperaturas de rocío bajas, lo que estaría indicando un aumento de las condiciones de humedad en dichas estaciones. En la tabla 4.2 se presentan las pendientes de las rectas de regresión para los índices extremos de Td discriminando los valores correspondientes a horas de la mañana y la tarde. Valores significativos al 5% se encuentran resaltados

Tabla 4.2: Pendientes de la recta de regresión correspondiente al número de días con temperatura de punto de rocío inferiores al percentil 10 (td10p) o superiores al percentil 90 (td90p)

Estación	Indice	Pend	Estacion	Indice	Pend
Salta mañana	td10p	-0.148	Malargüe mañana	td10p	0.017
	td90p	0.133		td90p	0.033
Salta Tarde	td10p	0	Malargüe tarde	td10p	0.135
	td90p	-0.009		td90p	-0.052
Corrientes mañana	td10p	-0.149	Junín mañana	td10p	-0.106
	td90p	0.2		td90p	0.058
Corrientes tarde	td10p	-0.124	Junín tarde	td10p	0.012
	td90p	0.232		td90p	-0.018

Malargüe exhibe un aumento en el número de días con Td bajas por la tarde, indicando más cantidad de masas de aire seco en ese momento del día, aunque no es acompañado por una disminución significativa en el número de días con Td altas. Por el contrario Junín muestra –al igual que lo que se observa en Salta y Corrientes- una disminución el número de días con masas de aire seco Los mayores cambios observados en las condiciones de humedad estimados a través de temperaturas de rocío se han registrado

en el norte del país pero en latitudes mayores también se modificó la distribución de estos extremos, y se presenta un cambio diferente entre el oeste y el este

Los cambios observados y medidos a través de un umbral de referencia ($T_d > 24^\circ\text{C}$) mostraron coherencia con la climatología de la región. Corrientes es la que exhibe mayores cambios. De hecho, por su ubicación geográfica es la que tiene mayores posibilidades de recibir masas de aire cálidas y húmedas. Esto puede verse en la figura C4_4, en la que se destaca un aumento de los casos con $T_d > 24^\circ\text{C}$, con un pico en los años 1997-1998, en concordancia con el evento EL NIÑO. En el otro extremo se encuentra Malargüe, que no ha registrado casos dentro del período bajo estudio y Salta que sólo registra un caso con $td > 24^\circ\text{C}$ (en 1998, por la tarde). Junín ha tenido varios casos con $T_d > 24^\circ\text{C}$ pero nunca superó el umbral de 3 casos en el año y tampoco ha tenido cambios sostenidos en el tiempo.

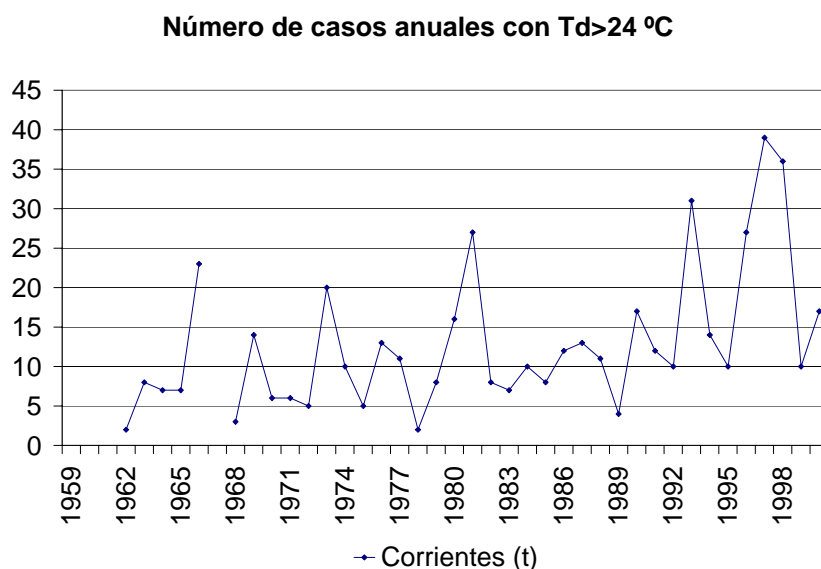


Figura C4_4: número de días por año con T_d superior a 24°C a las 18 UTC. (Año 1967 con dato faltante) - Estación Corrientes

Dado que los mayores cambios en las temperaturas de punto de rocío fueron registrados en las estaciones de referencia del norte del país, se realizó un análisis más detallado de los cambios observados en las estaciones Salta y Corrientes. Se calcularon tendencias mensuales de los índices Td10 y Td90 correspondientes a las 12 UTC (mañana) y las 18 UTC (tarde) para dichas estaciones, siguiendo la misma metodología utilizada en el capítulo anterior. En la tabla 4.3 se presentan los resultados significativos para cada uno de los casos estudiados

Tabla 4.3: Tendencias de los índices Td10 y Td90 para el período 1959-2000. Sólo se indican los resultados positivos (+) y negativos (-) significativos al 10%

Casos secos (Td10)		ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
Mañana	Salta	-		-									
	Corrientes	-		-							-		-
Tarde	Salta			-									
	Corrientes			-									
Casos húmedos (Td90)		ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
Mañana	Salta				+							+	
	Corrientes	+		+									+
Tarde	Salta											+	
	Corrientes	+		+								+	+

En el análisis discriminado que se presenta en la tabla 4.3 puede observarse que el aumento en la frecuencia de días húmedos ya observado en escala anual se debe a cambios producidos principalmente entre los meses de noviembre y marzo, a excepción del mes de febrero, que aparece con características diferenciadas dentro de la época cálida, tal como se mostró en el capítulo anterior para la frecuencia de temperaturas extremas. También se evidencia para los meses de época cálida, una disminución en el número de días secos, especialmente en el mes de marzo. Los cambios significativos fluctúan, según los casos,

entre 2 y 4.4 % de días con Td extrema por década (valores absolutos), siendo las tasas de variación de las frecuencias de días húmedos levemente superiores a las asociadas con los días secos

Resumen del capítulo 4

La nubosidad juega un papel indiscutido en el balance de energía tierra-atmósfera y tiene una relación directa con las condiciones térmicas terrestres. No es una variable de la cual se cuente con registros largos y confiables. Los registros de mayor longitud son aquellos estimados por un observador meteorológico. En este capítulo se analizan algunas condiciones generales sobre la cantidad de cielo cubierto en función de los datos de nubosidad en octavos provistos por el SMN para las 12 y 18 UTC con el fin de comparar estos resultados con los obtenidos anteriormente en amplitud térmica y temperatura. Aunque no todos los casos estudiados exhiben tendencias en las condiciones de nubosidad, en términos generales los resultados muestran que las variaciones significativas están relacionadas principalmente con un aumento en el porcentaje de días con cielo cubierto, que es coherente con la disminución de amplitud térmica antes encontrada y sería reflejo de una mayor disponibilidad de humedad en el aire. El estudio sobre temperaturas de punto de rocío para algunos casos testigo mostró tendencias significativas en la frecuencia de eventos (cálidos) húmedos y disminución de en la frecuencia de eventos (fríos) secos para los meses de época cálida (meses de noviembre a marzo, a excepción de febrero) en el norte del país, en particular esto se observó en las estaciones de Salta y Corrientes, representativas de los dos tipos de clima cálido, seco y húmedo. Esta tendencia a una extensión temporal de las condiciones típicas de verano que se habían observado en la temperatura, se reflejan también en la humedad.

Capítulo 5: Análisis de otras escalas de variabilidad temporal

5.1 Introducción

El estudio de tendencia (lineal) de las series permitió obtener una primera aproximación al estudio de variabilidad de las mismas. Sin embargo, es sabido que en las series climáticas pueden aparecer “saltos”, eventos periódicos, cuasi-periódicos, que no necesariamente se mantienen en el tiempo, sino que aparecen durante unos años, y luego desaparecen, o permanecen como débiles señales en el sistema. La transformada wavelet es, en este sentido, una herramienta muy útil para la detección de estas particularidades.

En esta sección se presentarán algunos conceptos sobre la transformada wavelet, siendo ésta la herramienta matemática elegida para el análisis temporal en múltiples escalas de las series bajo estudio. No pretende ser una discusión metodológica exhaustiva. En la literatura puede encontrarse numerosos trabajos y publicaciones en general que tratan sobre el tema (Daubechies, 1998, Meyer, 1993, entre otros), ya que es una metodología que es utilizada en un sinnúmero de actividades, tales como procesamiento de imágenes, eliminación de ruido en los datos, síntesis de sonidos, entre otras aplicaciones.

En el análisis de series geofísicas en particular, la transformada wavelet es utilizada para la detección de oscilaciones en escala de tiempo y frecuencia. Algunos aspectos metodológicos y de aplicación en variables atmosféricas y/u oceanográficas pueden encontrarse en Farge (1992), Meyer y otros (1993), Foufoula-Georgiou y otros (1995), Lau

y Weng, (1995) Torrence y Compo (1998), Torrence y Webster (1998) y en estudios sobre nuestra región en Lucero y Rozas (2002) y Penalba y Vargas (2004), entre otros.

Luego de una breve discusión metodológica, se presentarán las principales características de la variabilidad temporal de las series de extremos de temperatura. Se analizará la variabilidad intra anual e interanual de las mismas, discriminando en el segundo caso, las cuatro estaciones del año en forma separada.

5.2 La transformada wavelet y su aplicación a series geofísicas

5.2.1 Aspectos metodológicos generales

La transformada wavelet es una herramienta de análisis muy apropiada para el estudio de procesos no estacionarios y que involucran múltiples escalas de variabilidad. Se trata de funciones que permiten transformar una serie temporal en una nueva variable que depende del tiempo y la frecuencia. Modelos matemáticos más tradicionales utilizados para examinar periodicidades, como el análisis de Fourier, no pueden discriminar si la periodicidad se ha mantenido durante todo el período bajo estudio o sólo estuvo presente en algún momento determinado. La transformada wavelet en cambio, al expandir la serie temporal en una nueva serie que depende del tiempo y la frecuencia, permite localizar periodicidades intermitentes y el momento en donde estuvieron activas. En el cálculo de “transformación” interviene una onda madre (“wavelet”) que se contrae o dilata en función de la escala que está siendo considerada (altas o bajas frecuencias). Aquí radica una de las ideas fundamentales de wavelet: “analizar acorde a la escala”.

La elección de la onda madre dependerá del tipo de estudio a realizar, y la necesidad de obtener una mejor discriminación temporal o de frecuencias. En el caso de series geofísicas, es ampliamente aceptado en la literatura que la onda madre más adecuada para el tratamiento de las mismas es la onda “Morlet”, una onda plana, modulada por una gaussiana, que se define como

$$\Psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta} e^{-(1/2)\eta^2}$$

Donde

ω_0 = frecuencia (adimensional)

η = tiempo (adimensional)

El valor de ω_0 está relacionado con la relación tiempo-escala deseada. A mayor valor de ω_0 , aumenta la resolución de la frecuencia dominante, pero disminuye la resolución temporal asociada y viceversa. Se considera a $\omega_0 = 6$ como un valor que permite un balance adecuado entre ambas escalas (Grisnted y otros 2004).

Esta onda madre es normalizada para que la transformada wavelet que se obtenga en cada escala sea comparable y también pueda compararse con las transformaciones de otras series temporales. De esta manera se obtiene una nueva onda madre “escalada” o “normalizada” según:

$$\Psi[(n' - n)\delta t/s] = (\delta t/s)^{-1/2} \Psi_0 [(n' - n)\delta t/s]$$

donde s es el parámetro de dilatación (usado para cambiar de escala) y n es el parámetro de translación (usado para avanzar en el tiempo). $S^{-1/2}$ es un factor de normalización que mantiene la energía total de la “wavelet escalada” constante.

Dada una serie temporal $X=x_1, x_2, \dots, x_n$, donde cada valor x_i está separado en el tiempo por un intervalo constante dt , se define transformada wavelet $W_n(s)$ al producto interno de la función wavelet con la serie temporal original

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'} \psi^* [(n'-n)\delta/s]$$

Donde el asterisco denota el complejo conjugado.

El espectro de energía (EEW) o espectro de potencia de wavelet se define como

$$EEW_n(s) = |W_n(s)|^2$$

El EEW da información sobre la potencia relativa en una dada escala y en un tiempo dado. En los puntos siguientes, se presentarán gráficos de energía de espectro de wavelet (GEEW) que permitirán visualizar oscilaciones predominantes en las series de los índices de temperaturas y otros índices climáticos en distintas escalas y en distintos períodos. Un “cono de influencia” delimita zonas en las que los cálculos están afectados por efectos de borde (se da en los extremos de las series).

5.2.2 Aspectos metodológicos específicos

El análisis de los distintos modos de variabilidad de las series fue realizado para algunas estaciones de referencia que fueron seleccionadas en función de los resultados de homogeneidad antes encontrados (capítulo 2) y la “calidad” de las series, es decir considerando aquellas que no tuvieran faltantes. En algún caso se optó por rellenar algún índice faltante con el valor 10, que es el valor esperado para los índices de percentiles. De todas maneras, se realizaron distintos ensayos para determinar la sensibilidad de los resultados frente a ese valor “rellenado” y pudo comprobarse que no cambiaban los resultados. Para este estudio en particular se consideraron las series a partir de 1964 (y no 1959). Esto se debió a que en los primeros cinco años se registran muchos faltantes, por lo que las series quedaron conformadas con datos correspondientes a un período de 40 años (1964-2003).

Siguiendo con la misma metodología de Torrence y Compo (1998), se consideraron las series promediadas cada tres meses, siguiendo la clasificación tradicional para el Hemisferio Sur: DIC-ENE-FEB (verano), MAR-ABR-MAY (otoño), JUN-JUL-AGO (invierno), SET-OCT-NOV (primavera). De esta manera quedaron representadas las cuatro estaciones del año, quedando las nuevas series $TN10_{pe}$, $TN90_{pe}$, $TX10_{pe}$ y $TX90_{pe}$ conformadas por cuatro datos por año. Luego de analizar los modos de variabilidad de las series, se realizó un análisis inter-anual con cada estación del año en forma separada, de manera de estudiar señales específicas de cada estación del año. En todos los casos la significancia de las oscilaciones fue testeada considerando espectro de potencia de wavelet teórico de ruido blanco o ruido rojo. En algunos casos fueron utilizadas simulaciones de

Monte Carlo, cuando se analizaron oscilaciones comunes entre dos series. Detalles específicos sobre las formulaciones matemáticas relacionadas con este tema pueden encontrarse en los trabajos de Torrence y Compo (1998) y Grinsted y otros (2004).

5.3 Principales modos de variabilidad de los índices de extremos fríos

5.3.1 Análisis de frecuencias de noches frías (TN10)

a) Características generales de la frecuencia de noches frías

En la figura C5_1 puede observarse a la serie TN10 considerando promedios estacionales (TN10_{pe}) y el gráfico de la energía del espectro wavelet asociada (GEEW). La serie TN10_{pe} contiene 4 datos por año, siendo cada uno de ellos el promedio de los TN10 de los tres meses que conforman las estaciones del año antes definidas

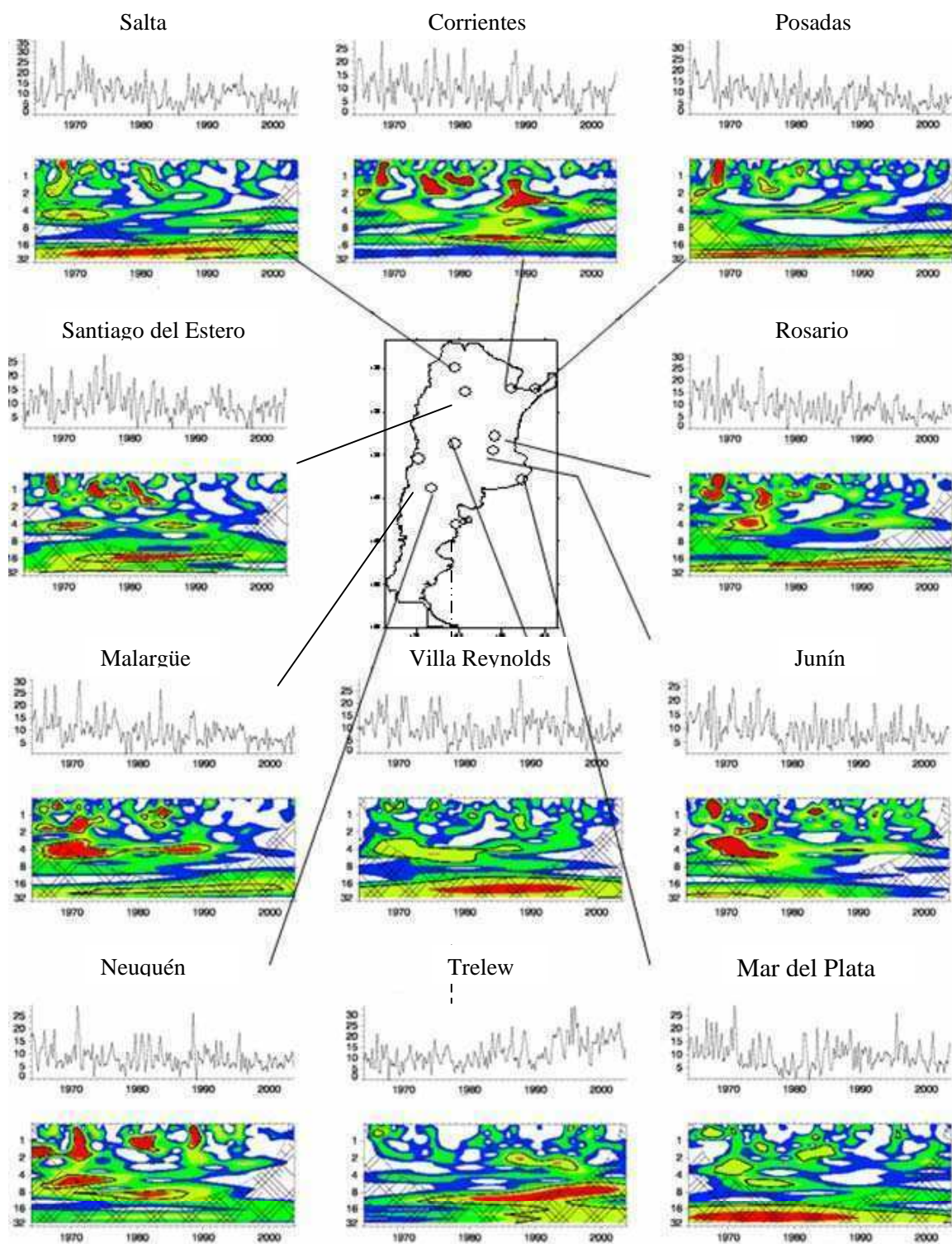


Figura C5_1: serie $TN10_{pe}$ (% de días) Vs. Tiempo (años) y espectro de energía wavelet [período (años) vs. Tiempo (años)]. Los colores están elegidos para que el 75% (rojo), 50% (verde claro), 25% (verde) y 5% (azul) de la energía sea superior a cada nivel. Las líneas negras gruesas encierran regiones con una confianza mayor al 95% según un proceso de ruido blanco. Las zonas sombreadas marcan los límites del cono de influencia.

La tendencia negativa en el número de días fríos (para todo el año en general) es significativa en la mayoría de las estaciones estudiadas. Esto ya había sido observado en el estudio de tendencias mostrado en el capítulo anterior y se refleja en el GEEW como una franja roja en los períodos mayores (aunque en este caso estamos dentro de la zona “sombreada”, que representa los valores afectados por efectos de borde). Al filtrar la tendencia y recalcular la transformada wavelet, no se encontraron otras señales adicionales a las aquí presentadas, sino que los modos de variabilidad dominantes aparecen algo más resaltados en el GEEW (levemente extendidos en tiempo y frecuencia).

La estación patagónica Trelew exhibe una tendencia positiva que provoca en el gráfico de energía de wavelet una señal de onda larga en la segunda mitad del período. Esta característica es claramente diferente a la del resto de las estaciones estudiadas. En las estaciones del centro y norte de Argentina, predominan ondas menores a 2 años hasta principios de los 90 y en las del centro en particular (y en especial las del centro-oeste), se destaca una señal de onda 4 que se manifiesta con máximos centrados a principios de los 70 y fines de los 80.

Es interesante observar cómo las señales de máxima energía en distintas escalas se manifiestan más fuertemente hasta principios de los 90, (a excepción de Trelew donde la señal es más fuerte en la segunda mitad del período analizado). Esta particularidad debe ser tomada en cuenta como un primer indicio de posibles cambios en el comportamiento de la variable en los 90's, que será contrastada con otras variables del sistema climático.

b) Variabilidad interanual de la frecuencia de noches frías

Con el análisis estacional se buscó detectar diferencias entre las distintas estaciones del año frente a estos resultados. En la figura C5_2 se presenta el mismo tipo de análisis pero para la estación verano. Es una estación que presenta una importante tendencia negativa en el número de “noches frías”. Al analizar otras escalas de variabilidad a través del GEEW, se destaca una onda cercana a los cuatro años, coincidente temporalmente con la señal encontrada en la serie antes mostrada (TN10_{pe}), pero sólo aparece como significativo el primero de los máximos (el centrado a principios de los 70). Luego van tomando más importancia ondas de menor frecuencia.

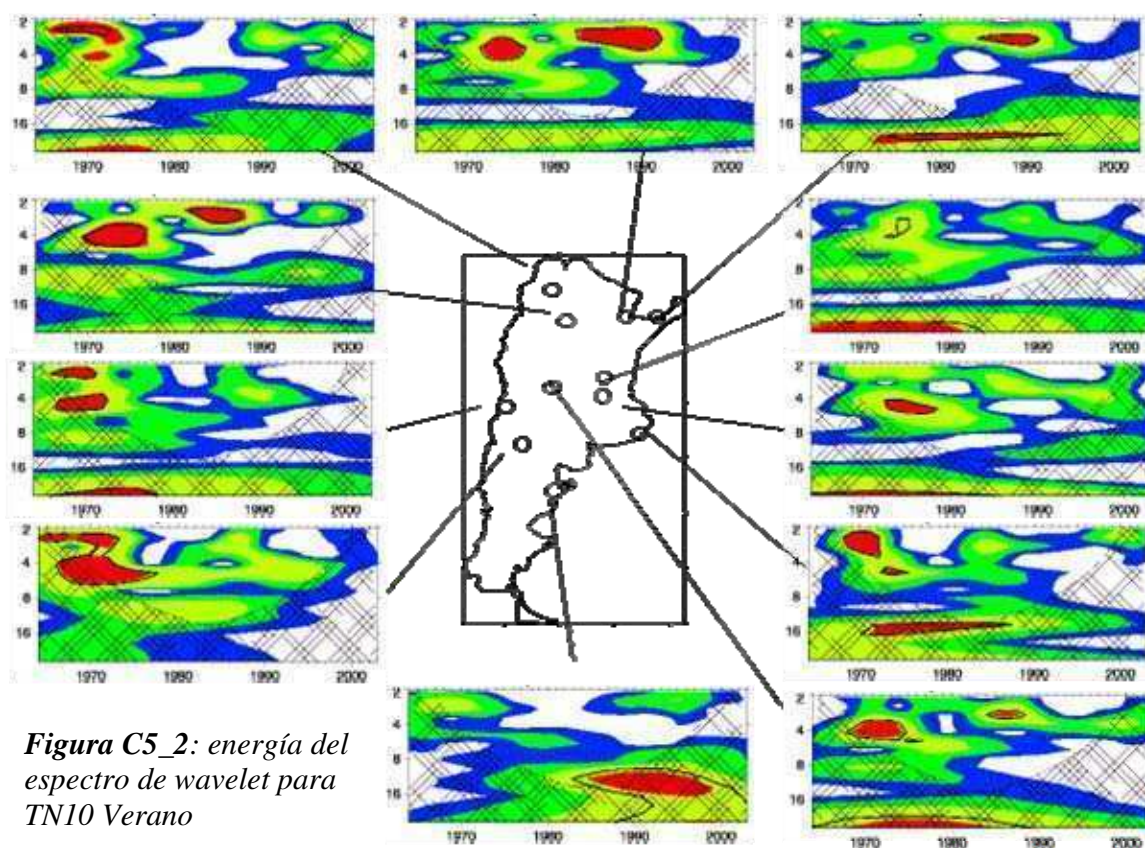


Figura C5_2: energía del espectro de wavelet para TN10 Verano

Anteriormente se observó que la estación Patagónica tiene una tendencia positiva marcada. Al filtrar la tendencia, aparece como significativo un máximo relativo de energía en escalas cercanas a los 3 años centrada en los 70, que aparece en tono verde claro en la figura C5_2 (Trelew).

La estación de otoño presenta una señal significativa en la banda de 2 a 4 años en casi todas las estaciones durante los primeros años del período analizado, momento en el que, como se mostró en el capítulo 3, se registra el mayor número de noches frías. La excepción está dada para la estación Trelew, donde las señales significativas se concentran en los últimos años, coincidentemente con un aumento de la frecuencia de eventos fríos en esa estación. Otra señal importante que se destaca en GEEW es la que corresponde a un período cuasidecádico en casi todas las estaciones estudiadas que, en términos generales se centra en 1980 y se extiende por dos décadas.

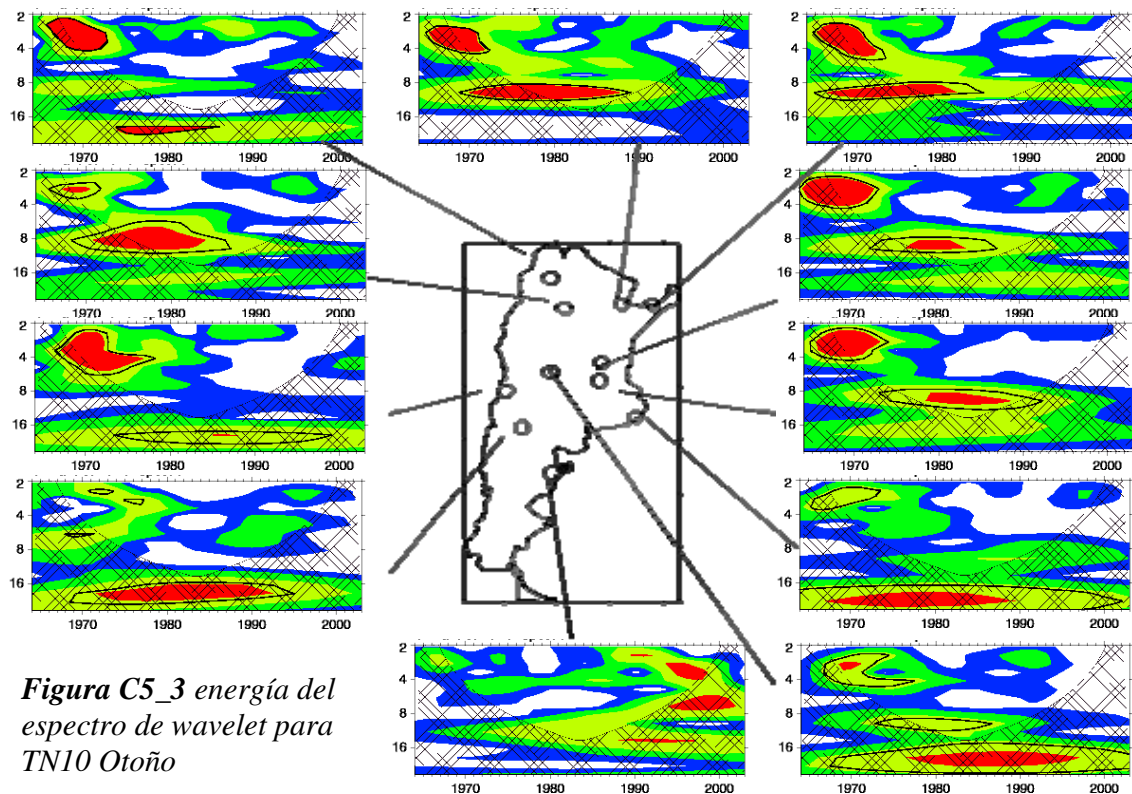


Figura C5_3 energía del espectro de wavelet para TN10 Otoño

El índice TN10-invierno representa los eventos más fríos del año. Se destacan máximos de energía en la banda entre 2 y 4 años, más centrada en 4 años a partir de los 80

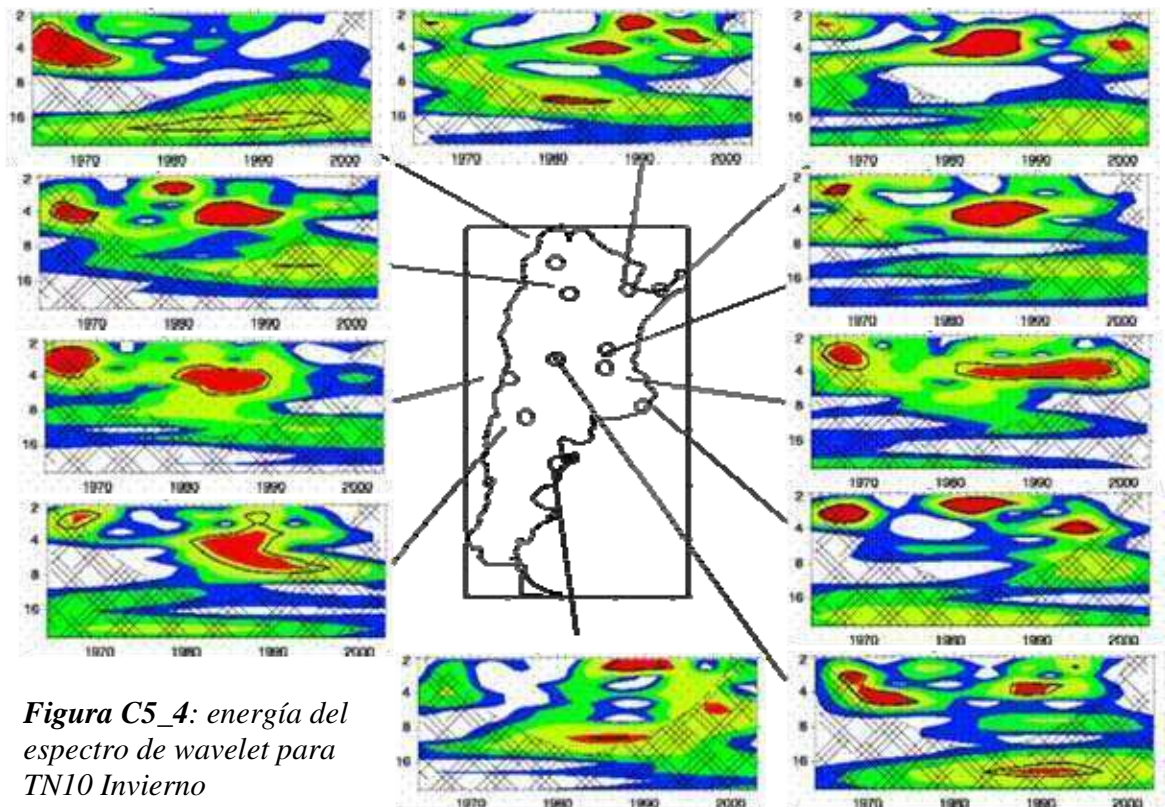


Figura C5_4: energía del espectro de wavelet para TN10 Invierno

La estación de primavera merece una atención especial. Si se observa la figura C5_5, donde se presenta la energía del espectro de wavelet correspondiente a la serie de primavera, se observa una clara señal cercana a los 8 años en todas las estaciones estudiadas. Muchas veces se analiza esta estación del año en particular por el impacto que tiene el evento El NIÑO en esta época. En este caso, la principal señal corresponde a una onda cercana a los 8 años que no puede atribuirse a EL NIÑO (que tiene una escala de variabilidad menor), lo que motivó la búsqueda de otros forzantes o sistemas que estén

modulando esta variabilidad encontrada. Esto será discutido en los capítulos siguientes. Una señal menor o igual a 4 años se destaca como segundo modo de variabilidad en importancia

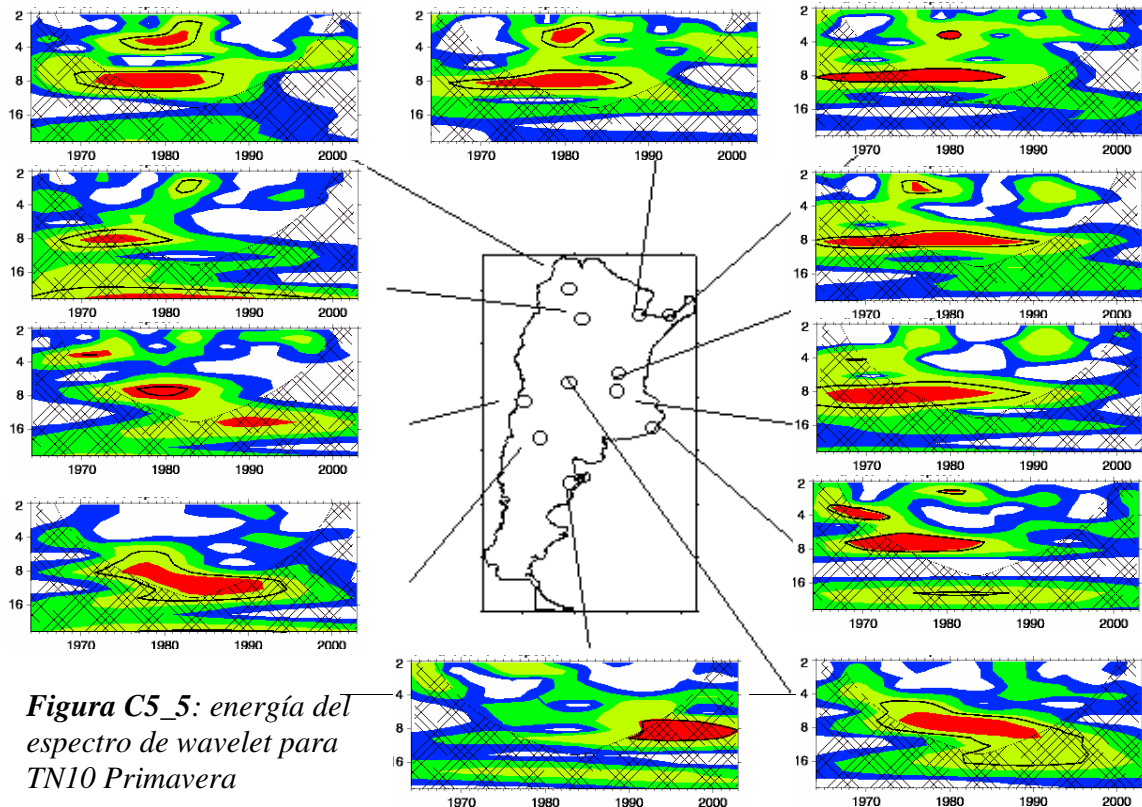


Figura C5_5: energía del espectro de wavelet para TN10 Primavera

5.3.2 Análisis de frecuencias de días fríos (TX10)

a) Características generales de la frecuencia de días fríos

En la figura C5_6 se presenta el GEEW para la frecuencia de “días fríos”. Algunas estaciones presentadas como ejemplo en el índice TN10 no son presentadas con TX10 por tener un mayor número de faltantes. Se destaca una señal cuasi-decádica en todas las

estaciones estudiadas (que sobre el final del período aparece como una señal de onda 8 años), y un patrón de ondas más cortas –menores a 4 años– que están presentes en todo el período.

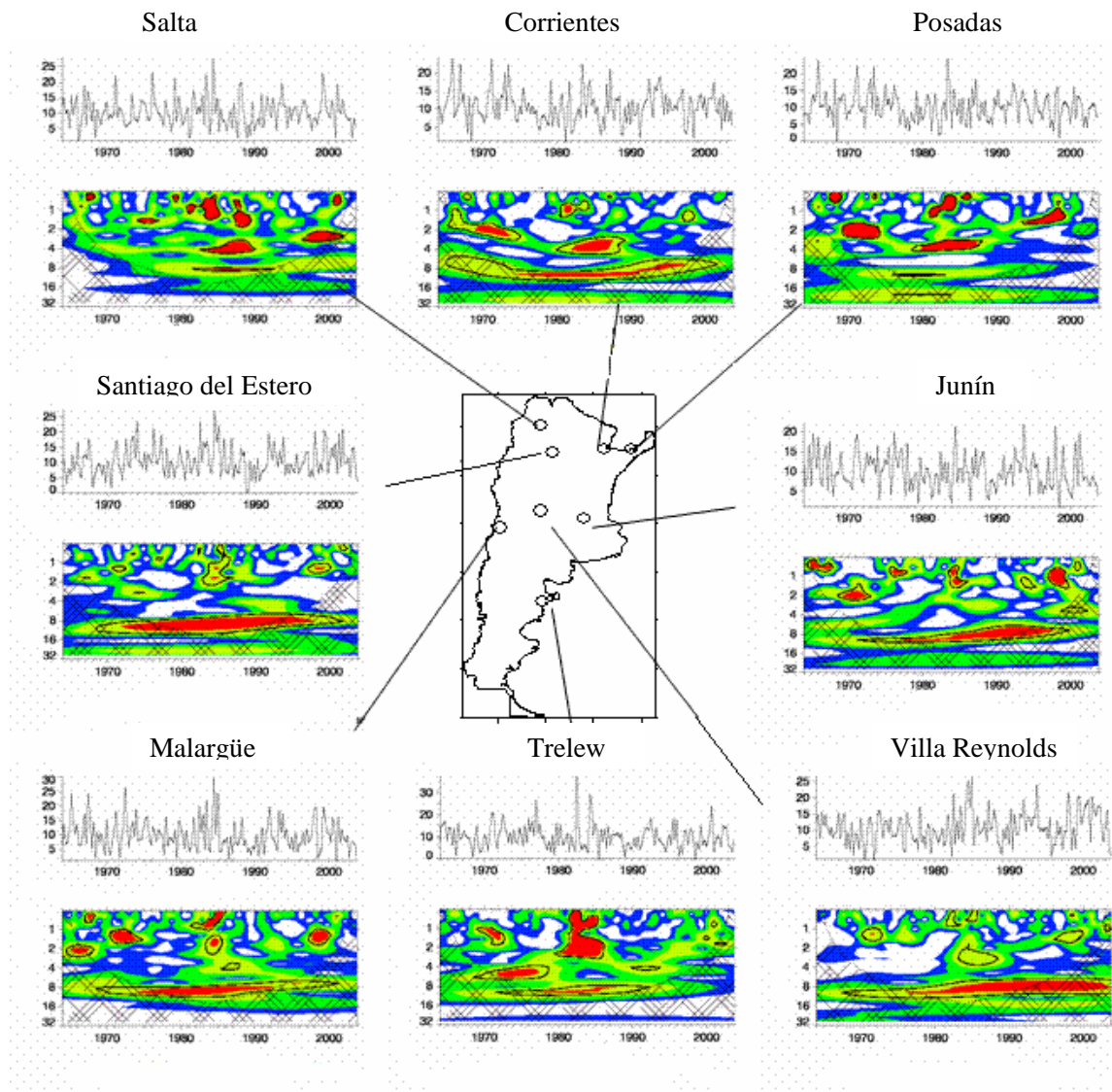
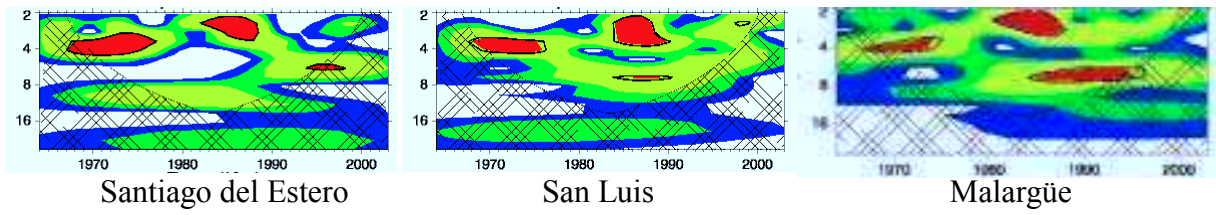


Figura C5_6: ídem. fig. C5_1 pero para la serie de TX10_{pe}

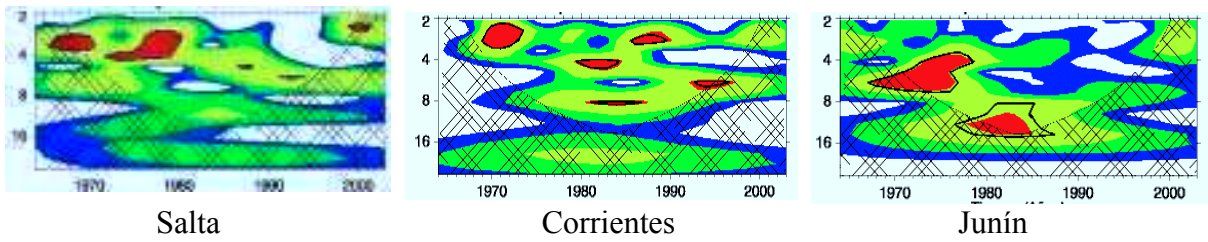
b) Variabilidad interanual de la frecuencia de días fríos

Durante la estación de verano, predominan las ondas de 2 a 4 años, especialmente en las estaciones del centro del país. La señal decádica, en cambio, está más debilitada. En el otoño se observan algunas diferencias. En las regiones del norte predominan ondas entre 2 y 4 años, mientras que en las del centro del país también se observan señales de 4 o más años. En las estaciones de invierno y primavera, se destaca una señal cuasi decádica, principalmente en la segunda mitad del período analizado. Algunos ejemplos se presentan en la figura C5_7

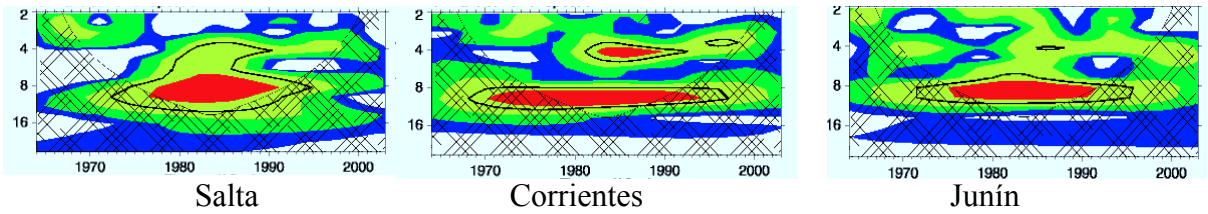
Verano.



Otoño



Invierno



Primavera

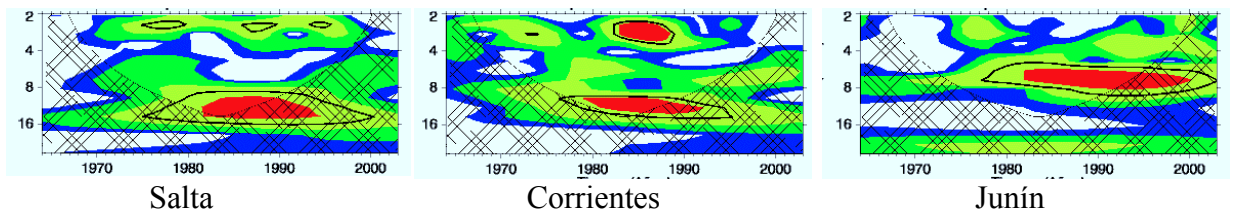


Figura C5_7: algunos ejemplos de energía de espectro de wavelet para las distintas estaciones del año (índice TX10)

5.4 Principales modos de variabilidad en los índices extremos cálidos

5.4.1 Análisis de frecuencias de noches cálidas (TN90)

a) Características generales de la frecuencia de noches cálidas

El espectro de energía evidencia ondas menores a 4 años en todas las estaciones meteorológicas estudiadas, que se mantienen activas en forma intermitente a lo largo de todo el período estudiado. Una tendencia positiva es reflejada por una señal en períodos mayores en los últimos años de las series, en estaciones del norte y centro este del país. La estación Trelew presenta un comportamiento contrario, con una tendencia negativa que también es reflejado en GEEW con ondas largas significativas al principio del período estudiado. Debe resaltarse en particular una onda de 8 años en las estaciones del noreste (señal de especial interés por su detección en el índice TN10), que domina la segunda mitad del período analizado. En varias estaciones el espectro de energía se ve influenciado por un pico en la serie en el año 1980. Durante ese año se registró una importante ola de calor en el mes de marzo (Campetella y Rusticucci, 1998), evento record en todo el período estudiado tal como pudo verse en el ejemplo de la serie TN90 (figura C3_6) correspondiente a la estación Ezeiza (mes de marzo)

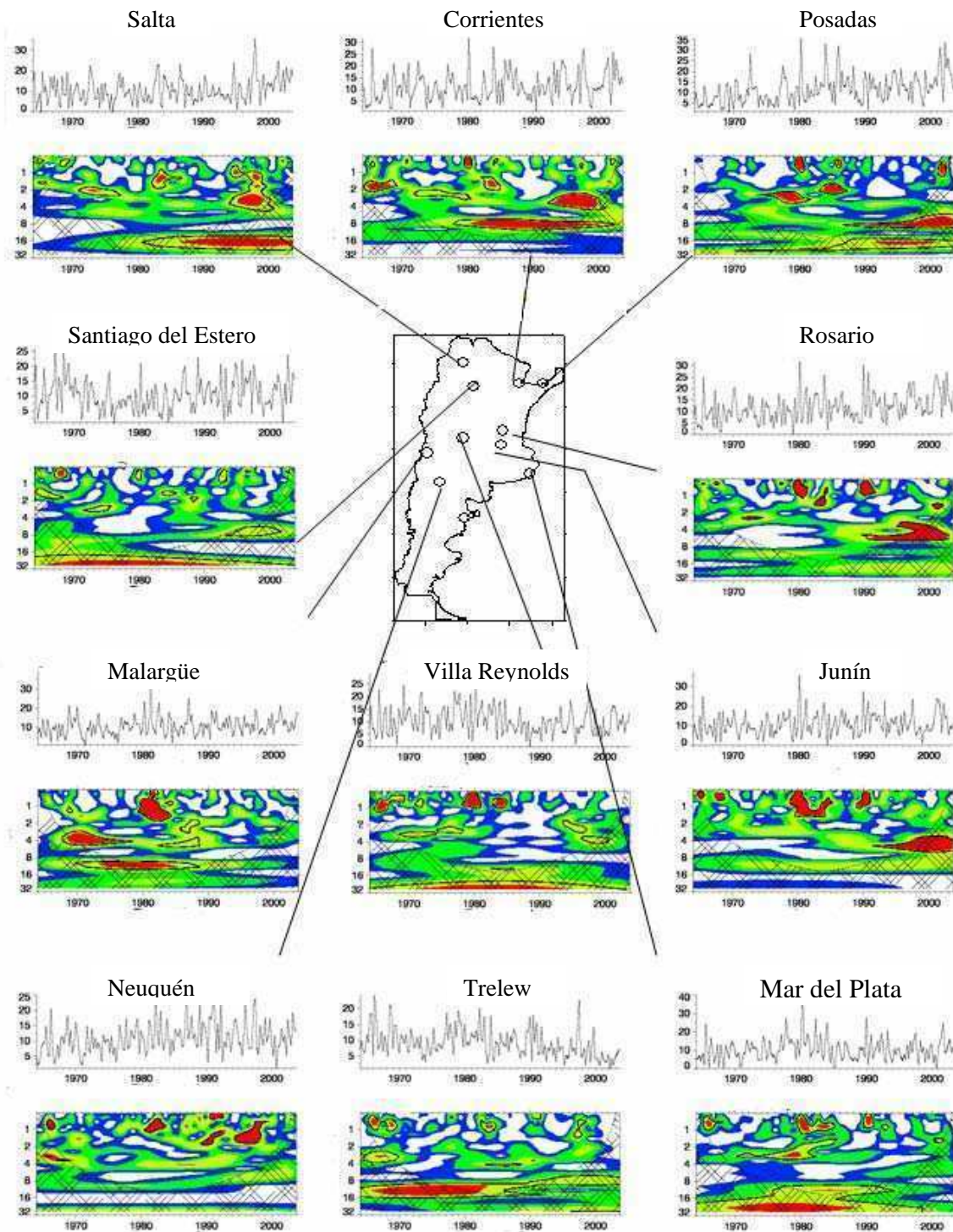
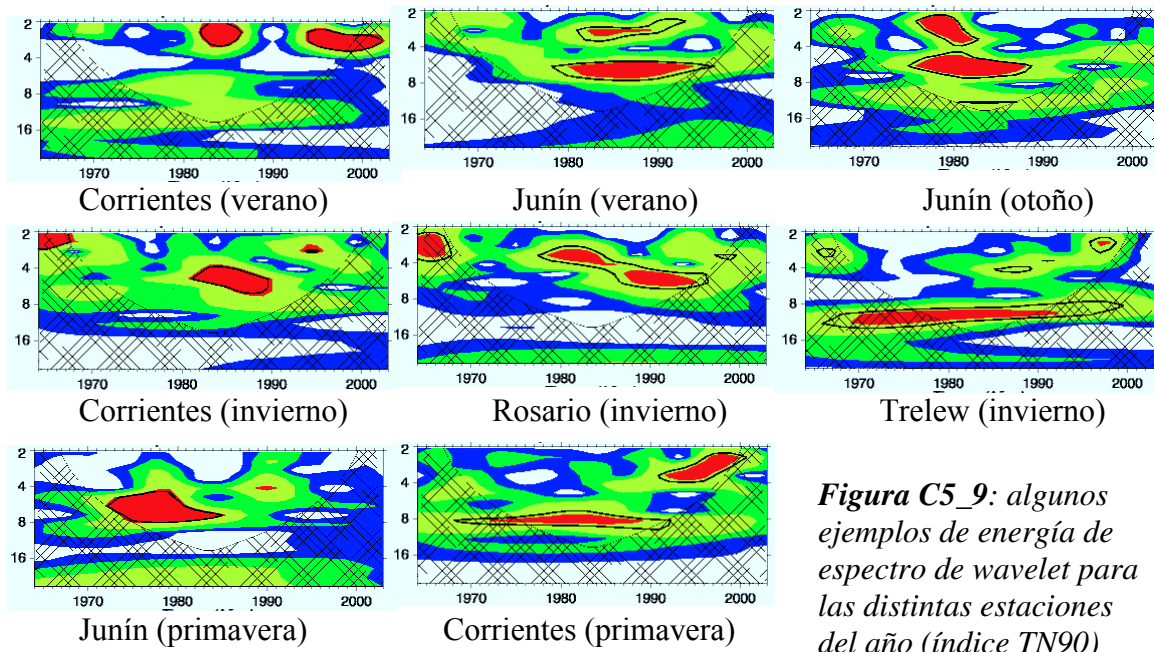


Figura C5_8: ídem fig. C5_1 pero para $TN90_{pe}$

b) Variabilidad interanual de la frecuencia de noches cálidas

En la figura C5_9 se presentan algunos ejemplos de la energía de espectro de wavelet para las distintas estaciones del año. Durante el verano sólo se destacan señales en la banda entre 2 y 4 años por lo general a partir de los 80, y una señal de onda mas larga en las estaciones del este del país. Estas mismas señales son observadas en el otoño, aunque el espectro de energía se ve muy influenciado por un pico de la serie en el año 1980, evidenciado en la figura anterior. Durante el invierno también se registran señales significativas en la banda de 2 a 4 años, pero sólo al principio del período estudiado. Luego empiezan a tomar importancia modos de variabilidad de escalas mayores en estaciones del noreste y centro este del país. En Trelew se destaca una señal cuasidecádica durante todo el período –que no se observa en ninguna de las otras estaciones estudiadas-, superpuesta a otra en la banda de 2 a 4 años. La primavera presenta modos más activos diferentes al de las otras estaciones del año. Está afectada por una variabilidad de onda más larga: entre 4 y 8 años. La marcada onda 8 que se aparece en el GEEW de TN10 no se refleja tan marcadamente en el extremo cálido que aquí se analiza, pero sí está presente en algunas estaciones, como por ejemplo en Corrientes Aero.



5.4.2 Análisis de frecuencias de días cálidos (TX90)

a) Características generales de la frecuencia de días cálidos

El índice TX90 representa la frecuencia de los eventos más cálidos que puedan registrarse. Al considerar promedios estacionales se destacan dos señales principales: la que corresponde a la banda 2 a 4 años y otra centrada en 8 años o más. En ambos casos, estas señales son observadas durante todo el período bajo estudio. En algunos casos se refleja en el GEEW máximos en varias escalas debido a la existencia de un máximo pronunciado en la serie, tal como sucede en las estaciones Posadas, Junín, Trelew, ente otras.

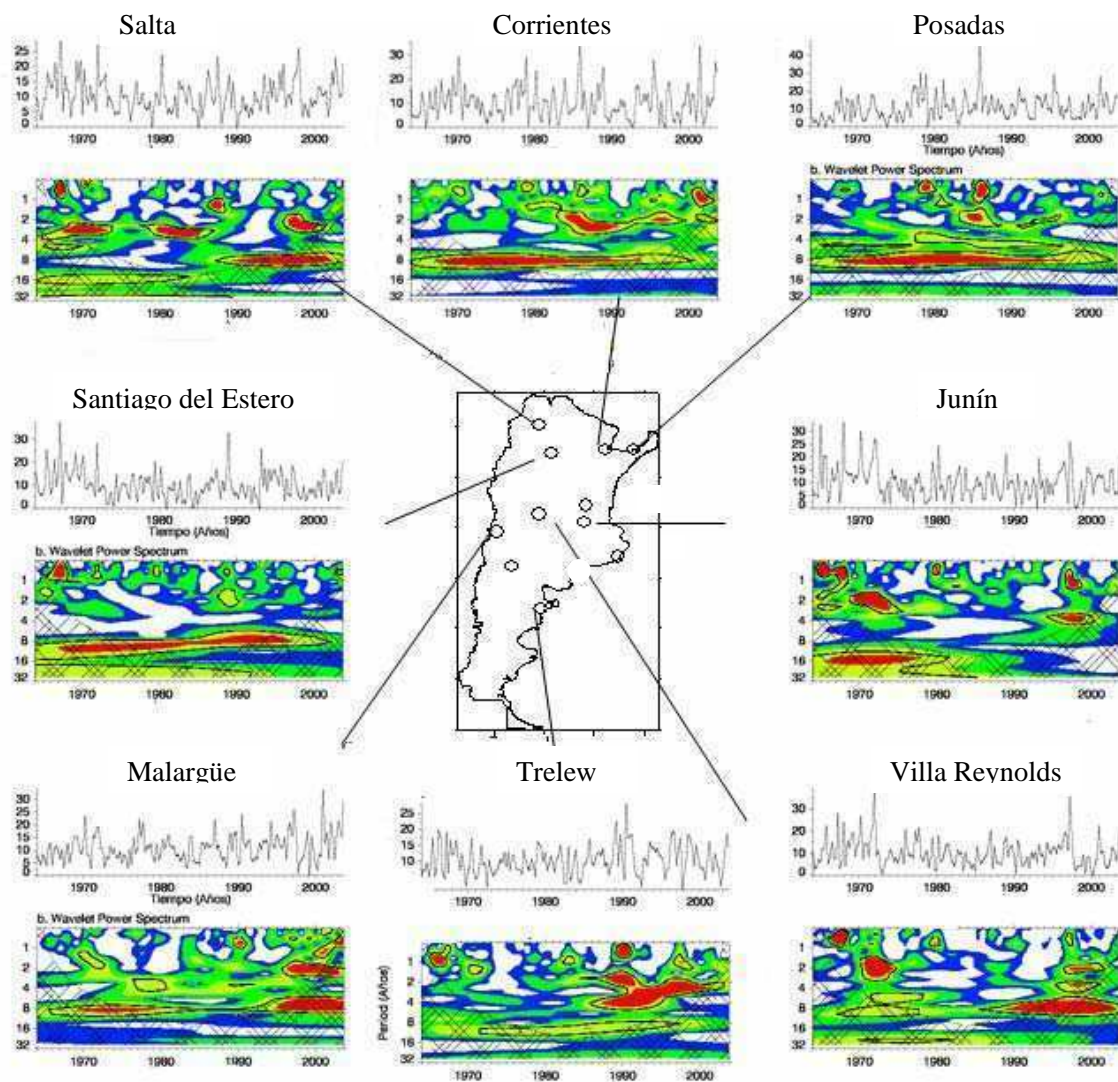


Figura C5_9: ídem fig. C5_1, pero para TX90_{pe}

b) Variabilidad interanual de la frecuencia de días cálidos

Al analizar cada estación por separado se observan señales en distintos periodos según la estación analizada, algunos coincidentes con las señales ya expuestas en la serie TX90_{pe} en las bandas de 2 a 4 años y 4 a 8 años. En el otoño se acentúan las señales más

largas (ondas de 8 años o más), pero estos resultados deben tomarse con cuidado porque pueden estar afectados por efectos de borde. Las ondas menores a 4 años están más restringidas a la primera mitad de la serie en las estaciones del norte del país. Los inviernos están caracterizados por un patrón de onda 8 años, especialmente en la segunda mitad de la serie, y señales en una banda entre 2 y 4 años al principio del período analizado. En la estación de primavera, además del patrón de onda 8 que se observa en varias estaciones, son características ondas más cortas –entre 2 y 4 años–, que se desarrollaron en forma más activa al principio y al final de la serie. Algunos ejemplos de las características mencionadas pueden encontrarse en la figura C5_10

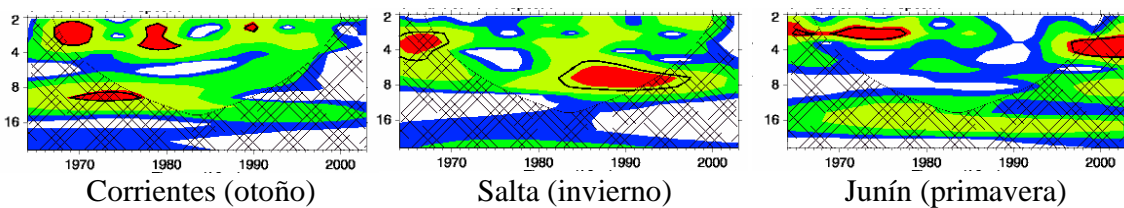


Figura C5_10: algunos ejemplos de energía de espectro de wavelet para distintas estaciones del año (índice TN90)

Hasta aquí se han presentado los distintos modos de variabilidad de las series de extremos de temperatura a escala estacional, evidenciándose la multiplicidad de ciclos en las mismas. De todas las señales encontradas, tal vez la más destacable corresponde a una onda de 8 años, presente más fuertemente en la serie de noches frías, que se destaca especialmente en la estación de primavera en todas las estaciones estudiadas. Esta señal es especialmente considerada en los próximos, al analizar modos de variabilidad de otras variables del sistema climático.

Resumen del capítulo 5

La variabilidad temporal de las series geofísicas, ha sido analizada a través de los años con diversas metodologías. Distintos estudios pueden evaluar un aumento o disminución de la serie con el tiempo o determinar la existencia de ciclos de alta o baja frecuencia. Se eligió el método de transformadas wavelet a fin de analizar oscilaciones intermitentes en las series de extremos de temperatura. Las series fueron promediadas a escala estacional, generándose 5 nuevas series por cada índice: una que contenía la información de todas las estaciones (4 datos por año) y las otras 4, considerando separadamente cada estación del año. Todos los resultados concuerdan en una diferenciación marcada entre las estaciones del centro y norte del país respecto de la estación Patagónica analizada (Trelew). La principal señal encontrada corresponde a una onda de 8 años en el índice TN10 (frecuencia de noches frías), que aparece más fuertemente en primavera hasta principios de los 90. Esta señal también es encontrada en el extremo opuesto (TX90), pero no puede circunscribirse a una estación del año en particular. En Trelew, la señal de 8 años aparece cuando se desvanece en el resto de las estaciones. Esto plantea un primer interrogante sobre un posible cambio en las relaciones del sistema climático a principios de los 90 y motiva el análisis en otras variables climáticas asociadas.

Capítulo 6: Relaciones entre los extremos de temperatura y los océanos: la importancia del Océano Atlántico Sur

6.1 Modos de variabilidad de las TSMs del Atlántico: estudios previos

Los océanos juegan un papel de indiscutida importancia dentro del sistema climático. Sin embargo, no todos los océanos han sido estudiados por igual. En la literatura pueden encontrarse numerosos trabajos que involucran el análisis de la temperatura superficial del mar del Océano Pacífico ecuatorial en relación a los eventos El Niño, La Niña y a el impacto de los mismos sobre distintas regiones del mundo, pero el número de trabajos asociados al Océano Atlántico (y en especial el Atlántico sur) es ciertamente menor. A pesar de esto, hay que reconocer que en los últimos años ha habido un particular esfuerzo para describir y entender la variabilidad del mismo y su interacción con la atmósfera. Entre los primeros trabajos de referencia sobre el Océano Atlántico Sur (OAS) debe mencionarse a Venegas y otros (1996, 1997, 1998), que analizaron fluctuaciones del sistema océano-atmósfera y sugieren que los procesos físicos dominantes involucran la advección horizontal de calor por las corrientes oceánicas y cambios en los flujos de calor océano-atmósfera a través de interacciones locales aire-mar. Moron y otros (1998) estudiaron las tendencias y oscilaciones interdecádicas e interanuales de la temperatura superficial del mar en todo el globo utilizando técnicas de análisis espectral singular de canales múltiples. En ese trabajo se presta especial atención al Océano Atlántico, en el que

encuentran distintas señales significativas. Para el caso del OAS en particular hallan una oscilación cuasi-decádica (importante aunque menos intensa que la que encuentran en OAN), oscilaciones cuasi-bienales e interanuales de baja frecuencia, con picos en 63-65 meses, 39-43 meses y 44 meses (obtenidos con distintas ventanas). Otra señal que destacan, aunque reconocen más débil, está centrada en la banda 28-30 meses y es consistente con “EL HERMANITO”, oscilación encontrada por Latif y otros (1996, 2000) que la consideran como análoga a la señal de EL NIÑO del Océano Pacífico. En el estudio de Moron y otros (1998) consideran que este modo aparece con menor varianza explicada que los asociados con las señales interdecádicas y las de 4-5 años debido a no utilizan exactamente los mismos índices y períodos para el análisis.

Más recientemente, Sterl y Hazeleger (2003) publican un trabajo sobre la variabilidad y la interacción aire-mar en el OAS. Utilizan datos de reanálisis del NCEP/NCAR (período 1949-2000) y técnicas de funciones ortogonales empíricas (EOF) y descomposición en valores Singulares (SVD). Encuentran que el principal modo de variabilidad aire-mar consiste en un dipolo de TSMs que se asemeja a un plano inclinado desde el noreste hacia el Sudoeste y plantean que la variabilidad del OAS es “bastante independiente” de la de otros Océanos del Sur y del resto del mundo, sin relación con el NAO y con apenas una débil relación con el ENSO. Agregan también que el principal mecanismo para generar anomalías de TSM de gran escala estaría asociado con la variabilidad atmosférica.

Otros autores, plantean que la variabilidad del Atlántico (y OAS en particular) está relacionada con la variabilidad de otras regiones. Tal es el caso de Xie y Tanimoto (1998) y Tanimoto y Xie (2002), quienes sugieren que los modos de la variabilidad decádica del Atlántico subtropical y sur son parte de una oscilación coherente PADO (Pan-Atlantic

decadal Oscillation) que incorpora también la variabilidad del NAO. Robertson y otros (2000), a través de simulaciones, encuentran correlaciones significativas entre anomalías del Atlántico tropical y subtropical con el NAO. El escenario de conexión inter-hemisférica que sugieren es el siguiente: anomalías cálidas de TSMs sobre el Atlántico tropical y subtropical intensifica el gradiente meridional de temperatura en niveles bajos e intensifica el anticiclón subtropical sobre el Atlántico Sur. La convergencia en niveles bajos de la porción sudeste de la zona de convergencia de Sudamérica es por tanto amplificada mientras que la SACZ es suprimida, generando un corrimiento neto hacia el sur y hacia el oeste de la actividad convectiva. La circulación de Hadley que se emana desde Amazonia es intensificada y desplazada hacia el sur, generando una zona con convergencia anómala en niveles altos sobre el Caribe. Barreiro y otros (2002) también estudian la relación entre las TSMs del Atlántico Sur y la SACZ a través de modelos atmosféricos de circulación general, y encuentran que las TSMs afectan la intensidad y posición de la SACZ. De manera que las anomalías positivas incrementarían la intensidad de la misma. De todas formas los procesos aún no resultan del todo claros. En un trabajo de Chaves y Nobre (2004) se muestra que en un caso de SACZ intensa el aumento de nubosidad disminuiría la radiación entrante y sugieren que las anomalías negativas de TSMs serían el resultado y no la causa de la intensificación de la SACZ. Otros aspectos relacionados con la SACZ son discutidos en Liebmann y otros (1999), Carvalho y otros (2004), Nobre y otros (2006) entre otros trabajos sobre el tema.

En definitiva, las características del Atlántico Sur y su influencia sobre la climatología de Sudamérica es un tema que requiere mayores estudios y precisiones, aunque hay que reconocer que en los últimos años ha habido avances en el conocimiento del mismo. En este trabajo de tesis se analizará la variabilidad del Atlántico Sur como

modulador de las frecuencias de extremos de temperatura, partiendo de algunos resultados previos sobre nuestro país en particular, considerando escalas mensuales y estacionales.

6.2 Los extremos de temperatura en Argentina y su relación con el Atlántico.

6.2.1 Introducción

Gran parte de los estudios en los que se trata la relación entre las temperaturas de superficie y la temperatura superficial del mar están orientados principalmente al análisis de la influencia de los eventos ENSO. Barros y otros (2002) muestran que la temperatura del centro y norte de Argentina está correlacionada con los eventos El Niño y La Niña en los meses de junio a agosto, pero no encuentran correlaciones significativas para el resto de los meses. Rusticucci y Vargas (2002) estudian la probabilidad de ocurrencia de un evento extremo de temperatura dadas las fases del ENSO. En dicho trabajo se encuentra que entre las distintas ocurrencias de El Niño la respuesta es menos homogénea que entre las diferentes ocurrencias de La Niña. En este último caso son más frecuentes los meses con temperaturas extremadamente frías. Sin embargo, en un estudio posterior (Rusticucci y otros, 2003) se puede ver que, excepto para la primavera, la señal del ENSO no es el principal modo de variabilidad de los extremos de temperatura en Argentina, sino el océano Atlántico, lo que reafirma la importancia de la barrera orográfica de los Andes en la conducción de la circulación atmosférica

Basados en los resultados citados, se analizó la relación entre las TSMs del Atlántico con los índices de temperaturas extremas, pero a una escala mensual. Los datos de TSMs fueron obtenidos a partir de la base NCEP/NCAR. Sólo se consideró el período 1979-2003, ya que es el de mayor confiabilidad para los datos por contar con información satelital (Kistler y otros, 2002). Basados en los resultados de Rusticucci y otros (2003) que encuentran las zonas del Atlántico de mayor correlación con la temperatura estacional de varias estaciones del país, se consideraron tres “cajas” del Océano Atlántico (fig. C6_1), con un ancho entre 5° y 12° de longitud y 6° y 10° de latitud: Las mismas están centradas aproximadamente 30°S-48°O (TSM30), 36°S-50°O (TSM36) y 46°S-62°O (TSM46). La elección de las cajas también tuvo en cuenta la influencia de la corriente del Brasil (en TSM30), la corriente de Malvinas (en TSM46) y la confluencia entre ambas (en TSM36) (Schmitz, 1996 y referencias citadas).

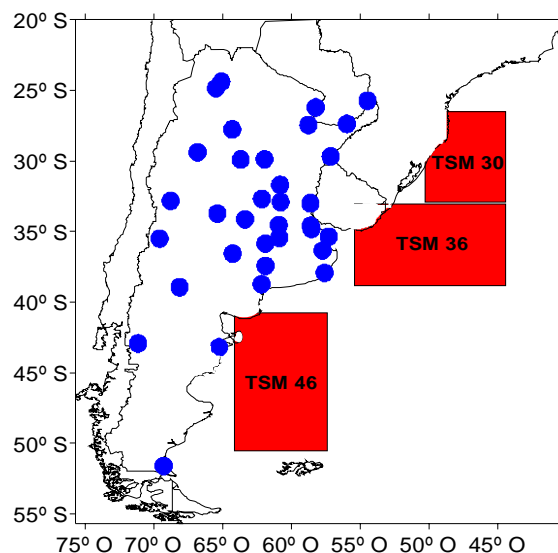


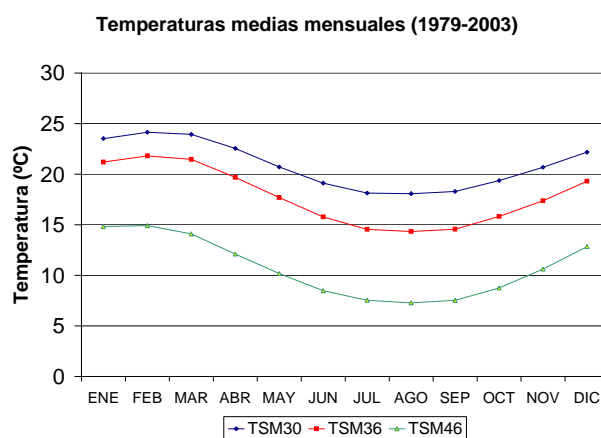
Figura C6_1: mapa de las regiones oceánicas consideradas en el estudio y red de estaciones meteorológicas utilizadas en el análisis

Se realizó un análisis exploratorio de la relación entre la ocurrencia de extremos de temperatura y TSM a escala mensual a través de correlaciones de spearman para la ocurrencia simultánea (lag=0) y con un desplazamiento entre 1 y 3 meses (en cada caso los índices de temperatura preceden a la TSM). Con este análisis se quería conocer dos aspectos: primero, si el análisis mensual podía agregar información significativa al análisis estacional previamente realizado; en segundo lugar, se deseaba determinar qué extremo es más sensible en su asociación con las características térmicas del mar.

6.2.2 Climatología de las zonas oceánicas

Tal como se planteó anteriormente, el análisis de la variabilidad temporal de la temperatura superficial del Atlántico sur y su relación con los índices de temperatura de Argentina fue realizado a partir de series representativas de tres zonas oceánicas costeras. En este punto se realiza una climatología de estas series como punto de partida del análisis posterior.

La figura C6_2 a muestra la marcha de las series asociadas con cada una de las zonas oceánicas consideradas en el estudio. Todas presentan un máximo en el mes de febrero y un mínimo en el mes de agosto, característica concordante a lo esperado, dado el retardo que tienen de las masas de agua en responder al forzante solar. La amplitud térmica anual fluctúa entre 6°C y 7.5 °C según la zona. En los equinoccios se observa el mayor cambio de temperaturas (de mayores a menores de abril a junio y de menores a mayores de octubre a diciembre).



***Figura C6_2:** marchas de las temperaturas medias mensuales correspondientes a las 3 zonas oceánicas consideradas en el estudio.*

Ciertamente, estas series no son independientes entre sí, y uno de los aspectos considerados fue el grado de correlación entre las distintas “cajas” estudiadas. La figura C6_3 muestra los resultados para las correlaciones TSM30-TSM36, TSM30-TSM46 y TSM36-TSM46 respectivamente. En ella se ve que la zona septentrional (TSM30) está altamente correlacionada con la zona de confluencia (TSM36) pero no con la zona sur, donde la relación es negativa pero en general no significativa al 10%. La zona sur sólo se correlaciona significativamente con el área de confluencia en algunos meses del año (enero, febrero, mayo, noviembre y diciembre) mientras que en los otros casos la correlación es positiva pero no significativa.

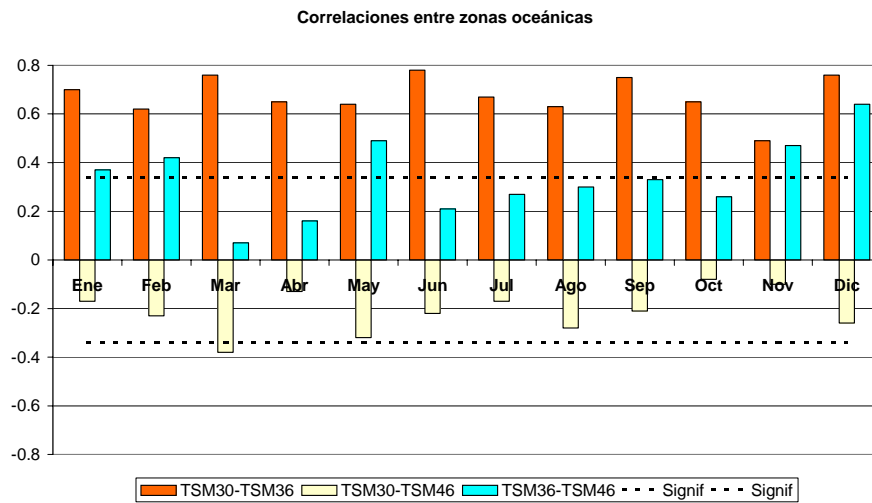


Figura C6_3: correlaciones de las series de temperaturas medias mensuales correspondientes a las 3 zonas oceánicas. Las líneas punteadas indican los valores críticos a partir de los cuales las correlaciones son significativas.

A pesar de la alta correlación existente entre TSM30 y TSM36, se optó por utilizar la información de ambas zonas, encontrándose algunas diferencias en cuanto a la relación con la frecuencia de temperaturas extremas.

Cálculos de correlación cruzada para distintos desfases (“lags”) evidenciaron cierta “memoria” del sistema entre 1 y 4 meses en las tres zonas estudiadas para todos los meses del año, siendo los meses de otoño-invierno los de mayor persistencia. Algunos ejemplos pueden verse en la figura C6_4. En el primer caso se tienen las correlaciones de TSM julio con sí misma (lag=0 y lógicamente con una correlación igual a 1) y luego con los meses subsiguientes, es decir: TSM julio-TSM agosto (lag=1), TSM julio-TSM setiembre, etc. Para las tres zonas oceánicas las correlaciones resultan significativas al 5%

hasta el lag 3. El otro ejemplo corresponde al mes de mayo para TSM46, donde la correlación es significativa hasta un desfase de 4 meses.

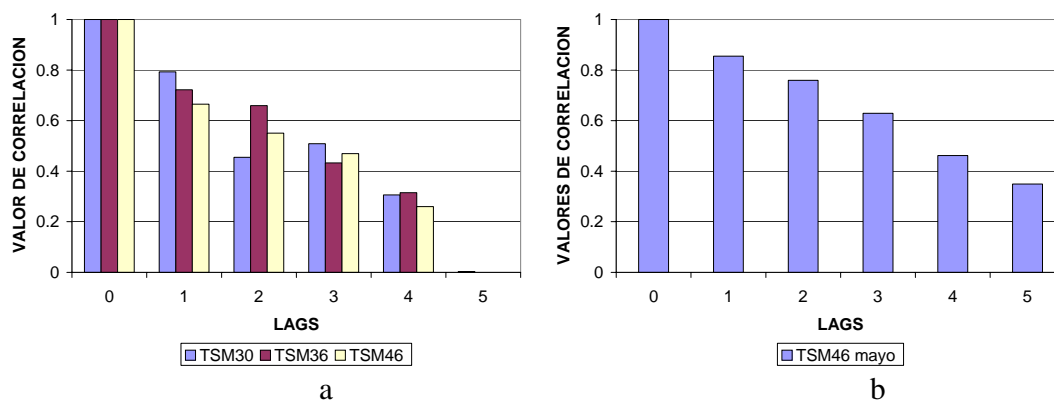


Figura C6_4: correlaciones de: a) TSM de julio con los meses subsiguientes, discriminados por región oceánica. Las correlaciones son significativas al 5% hasta el lag 3 b) TSM46 de mayo con los meses subsiguientes. Las correlaciones son significativas hasta el lag 4

Los cálculos de correlaciones entre la temperatura de las zonas oceánicas y los índices de frecuencias de extremos de temperatura se realizaron para cada índice, para cada mes, para cada estación meteorológica y para cada zona oceánica. Esto representa un total de 6720 correlaciones representadas en 168 mapas. Como era esperable, las mayores diferencias se dan entre las relaciones de la zona oceánica sur (TSM46) y las ubicadas más al norte (TSM36 y TSM30). A continuación se presentan los resultados más relevantes

6.2.3 Asociación de las series de TSM con los extremos de temperatura

a) Extremos cálidos TN90 y TX90

En términos generales, la mayor asociación lineal entre la temperatura de zonas oceánicas y la frecuencia de eventos extremos se observó para la frecuencia de extremos cálidos, especialmente para el caso de las mínimas (“noches cálidas”)

La asociación entre la frecuencia de noches cálidas y la temperatura superficial del mar es importante en la Pampa Húmeda y Noreste Argentino. Los meses de marzo a junio registran la mayor cantidad de estaciones con correlaciones positivas significativas. (fig. C6_5). Se observa un desplazamiento meridional de la zona de correlación significativa, siguiendo la latitud de la zona del océano considerada, encontrándose estaciones del norte y noreste argentino correlacionadas con TSM30 (fig. C6_5 panel superior) mientras que las relacionadas con TSM36 están ubicadas más al sur (fig. C6_5 panel inferior). Las correlaciones con la frecuencia de días cálidos (TX90) presentan un patrón similar, aunque la relación es significativa para un menor número de estaciones. La Patagonia aparece como una región diferenciada, sin relación con TSM30 y TSM36, o con relación inversa

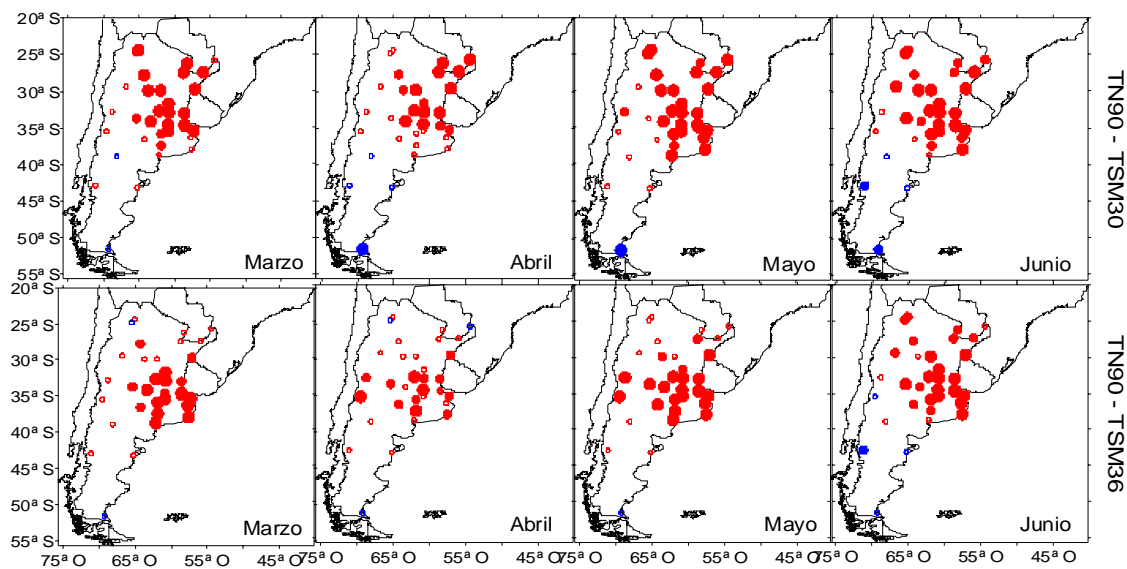


Figura C6_5: correlaciones entre la frecuencia de temperaturas mínimas cálidas y las series TSM30 (panel superior) y TSM36 (panel inferior) Valores positivos (negativos) de correlación están indicados en rojo (azul). Los círculos llenos grandes corresponden a valores significativos al 5% y los medianos al 10%

La asociación con la región austral (TSM46) no se puede apreciar en la misma magnitud debido a la escasa cantidad de estaciones ubicadas en la zona continental lindante (región Patagónica). Sólo llega a destacarse una importante asociación positiva durante el mes de enero para las estaciones costeras Patagónicas

b) Extremos fríos TN10 y TX10

La frecuencia de noches frías tiene una menor asociación con las TSMs. Sólo se encuentran algunas correlaciones significativas en algún mes aislado (septiembre) entre TSM30 y TN10 de estaciones del centro y norte del país. La región TSM36 aparece correlacionada con TN10 en los meses de verano (diciembre y enero) en zona de Pampa

húmeda/ noreste y Pampa Húmeda-centro del país respectivamente. (fig. C6_6) En todos los casos la correlación es negativa (el número de días inferiores al percentil 10 disminuye ante un aumento de las TSMs). La frecuencia de días fríos (TX10) aparece menos relacionada con las TSMs. No se encontró ninguna relación con TSM30, y sólo aparecen correlaciones significativas en el mes de enero con TSM36

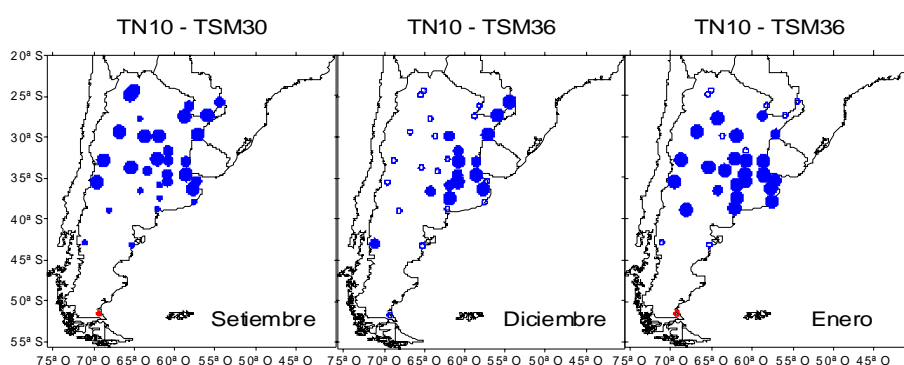


Figura C6_6: correlaciones entre TSM30 y TSM36 y frecuencia de noches frías

6.2.4 Correlaciones con desfase entre 1 y 3 meses

Correlaciones con desfases entre 1 y 3 meses permitieron explorar algunas características de las TSMs como posibles predictores de los extremos de temperatura. En este análisis se observó una mayor variabilidad de resultados significativos en función de la variable, mes y zona del Atlántico analizada. De todos los índices estudiados el que presenta un patrón más claro de asociación con las TSMs es el TN90 (frecuencia de noches cálidas), especialmente con TSM36. Las mayores correlaciones se encuentran circunscriptas especialmente a la provincia de Buenos Aires (figura C5_7), para los meses de mayo y junio, con un lag de 1 y 2 meses respectivamente. Esto significa que las TSM36

de abril serían un buen predictor de la frecuencia de extremos cálidos en esa zona para los dos meses subsiguientes.

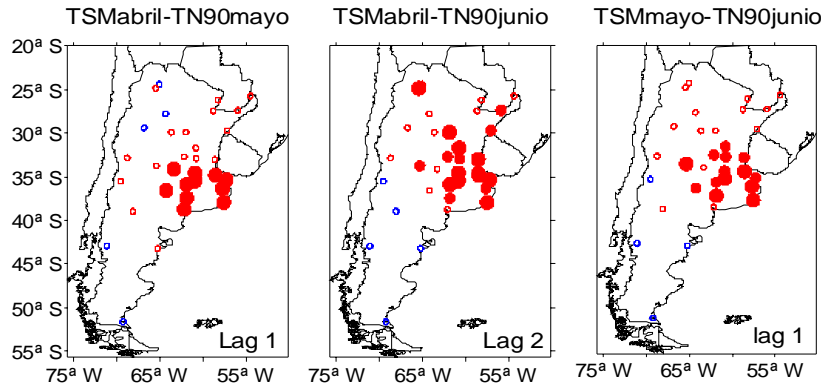


Figura C6_7: correlaciones entre la frecuencia de temperaturas mínimas cálidas y TSM36 para distintos lags. TSM36 siempre precede al índice de temperatura extrema

En la figura C6_8 se presenta un ejemplo del patrón de anomalías de TSM asociado a un mes de junio anormalmente cálido en la Pampa Húmeda y noreste del país, sucedido fuera del período con el cual las relaciones fueron calculadas (junio 2005), que refleja las características de asociación mencionadas. El boletín climatológico del SMN correspondiente a dicho mes resaltaba la característica de anomalías de temperaturas mínimas positivas muy marcadas en el centro y norte del país, con una elevada frecuencia de cielo cubierto en el litoral fluvial y el norte de la provincia de Buenos Aires

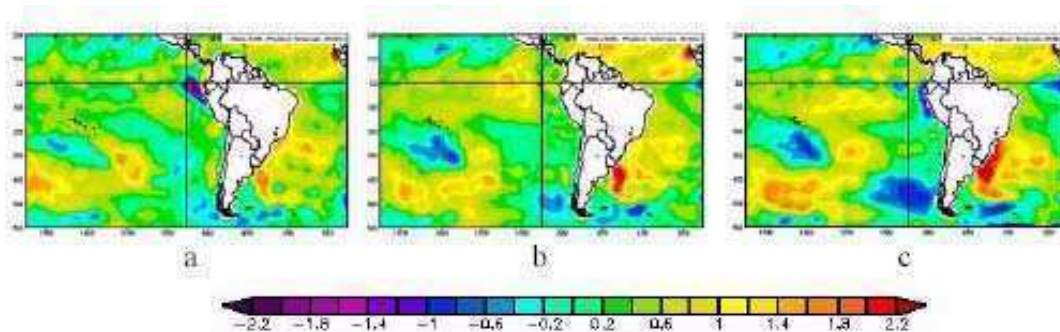


Figura C6_8: anomalías de temperatura superficial del mar (°C) del año 2005 para los meses de a) abril b) mayo c) junio.

Hay que destacar que en todos los casos en los que se encontraron relaciones significativas entre las TSMs y las temperaturas extremas se observó un área preferencial de influencia: Pampa Húmeda y Noreste, zona que a veces se extendió hacia el centro y norte del país (nunca al sur). No se encontraron relaciones significativas entre las temperaturas extremas de la Patagonia y las TSM30 y TSM36. En términos generales, el índice con mayor asociación con las TSM es el TN90 (noches cálidas) y la época del año con mayor relación es el otoño. El análisis mensual mostró al mes de junio con un patrón de asociación más cercano a los meses de otoño que a los de invierno.

6.3 Las escalas de variabilidad temporal predominantes en el Océano Atlántico

6.3.1 Análisis Inter-estacional

La importancia del océano Atlántico en relación a las temperaturas extremas de Argentina fue evaluada en estudios previos y en este trabajo de tesis en particular. Dado que el análisis exploratorio sobre la relación entre las temperaturas extremas y la temperatura superficial del mar en distintas zonas del Océano Atlántico dio como resultado una asociación significativa, se procedió a profundizar el estudio de variabilidad de estas TSMs a fin de encontrar un mayor detalle de la misma que pudiera relacionarse con la variabilidad de los extremos de temperatura en distintas escalas temporales. Se utilizó la transformada wavelet en las series de TSM estudiadas, considerando un promedio estacional, de manera tal que los resultados pudiesen ser comparados con los encontrados para los extremos de temperatura que habían sido analizados con esta misma metodología en el capítulo 5.

En la figura C6_9 se presenta el GEEW correspondiente a las series de anomalías de TSM30 y TSM36 promediadas por estación del año para el período 1964-2003 (de esta manera, cada serie cuenta con 4 datos por año). Las zona centrada en 30°S muestra una variabilidad entre 2 y 4 años en la primera mitad de la serie y otra entre 1 y 2 años en la segunda mitad mientras que en la centrada en 36°S se advierten ondas entre 4 y 8 años en los primeros años del período y luego ondas más cortas (entre 1 y 2 años) sobre el final, coincidentemente con lo ocurrido en la otra zona analizada.

Se asume que los problemas generados en las bases de datos debido a la incorporación de información satelital a partir de 1979 (Kistler 2001) están morigerados debido a la escala temporal considerada en el estudio. Sin embargo, no puede obviarse en el análisis la existencia de algún tipo de impacto en las bases de datos.

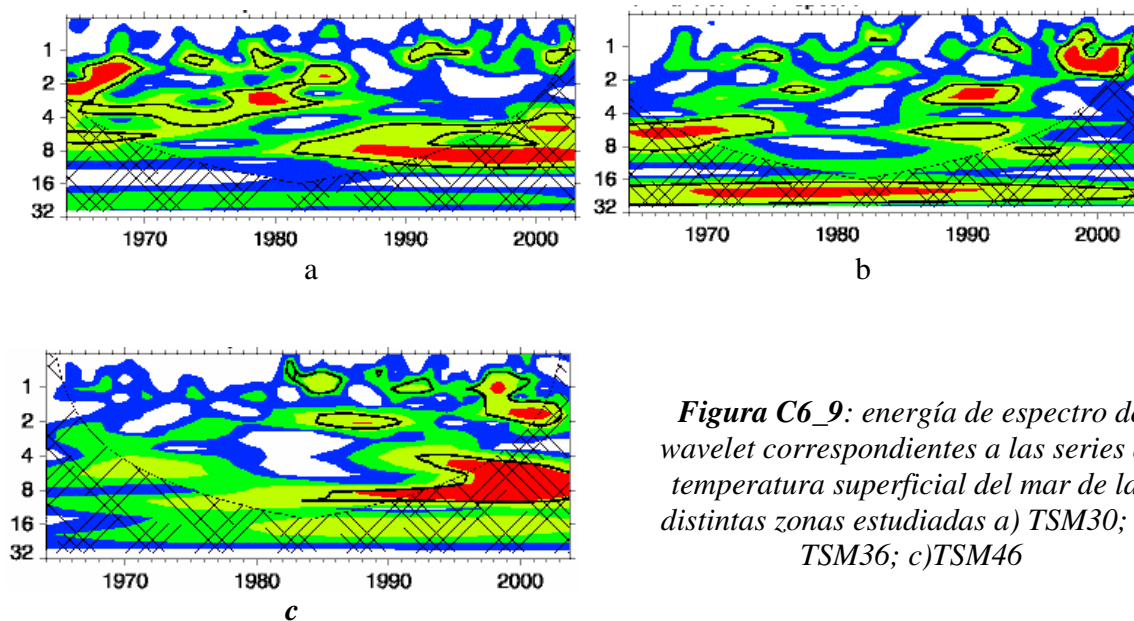


Figura C6_9: energía de espectro de wavelet correspondientes a las series de temperatura superficial del mar de las distintas zonas estudiadas a) TSM30; b) TSM36; c) TSM46

La región oceánica sur (TSM46), presenta una clara diferencia en su variabilidad en cada mitad de la serie. La mayor parte de la energía está concentrada en las últimas dos décadas, con un predominio de una onda cuasidecádica y la existencia de ondas cuasibienales y de escala menor.

El hecho de que el gráfico de energía de espectro de wavelet refleje fuertes señales en la segunda mitad del período analizado es congruente con un aumento en la variabilidad en la temperatura. Esto puede apreciarse en la figura C6_10, donde se presenta la desviación estándar móvil de las anomalías estacionales, basadas en 10 años de datos.

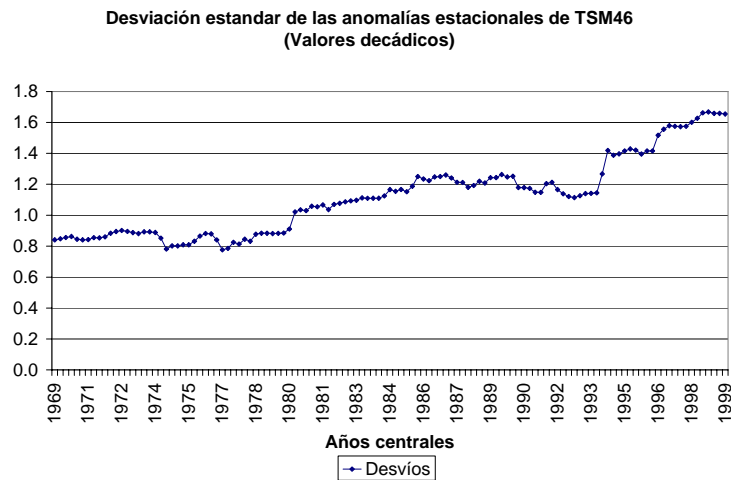


Figura C6_10: desviación estándar móvil de las anomalías estacionales de TSM46. Base: 10 años. Los valores calculados están graficados en el año central de cada período considerado

Si bien se podría pensar que este aumento en la variabilidad puede ser producto de la mejoría del sistema observacional, el aumento sostenido de la variabilidad se ubica dentro del período satelital, con un salto en los primeros años de la década del 90. Este es el segundo indicio encontrado en este trabajo sobre un posible cambio en el sistema climático (el primero fue en el capítulo anterior, en relación a la onda de 8 años), que está siendo observado en distintos trabajos y variables meteorológicas. Algunos ejemplos pueden encontrarse en Huth y Canziani (2003) que encuentran cambios en el vórtice polar antártico y en Malanca y otros (2005) que encuentra un cambio en los campos de ozono de latitudes medias. En ambos casos los cambios observados se dan a principios de los 90s. Esta hipótesis sobre un posible cambio en los 90's seguirá siendo analizada en los puntos siguientes.

En cuanto al análisis de las distintas escalas de variabilidad, puede observarse en el GEEW -y considerando los últimos 20 años- un predominio de una onda cuasidecádica y la existencia de ondas quasi-bienales y de escala menor.

6.3.2 Análisis interanual

Las señales halladas para las distintas regiones oceánicas fueron analizadas en cada estación del año en particular. (figura C6_11). En general se evidencia un predominio de ondas entre 2 y 4 años para las zonas centradas en 30°S y 36°S durante el verano y el otoño, (aunque en el verano en distintos momentos del período analizado), pero sin lugar a dudas la señal más importante es la que se observa durante la primavera.

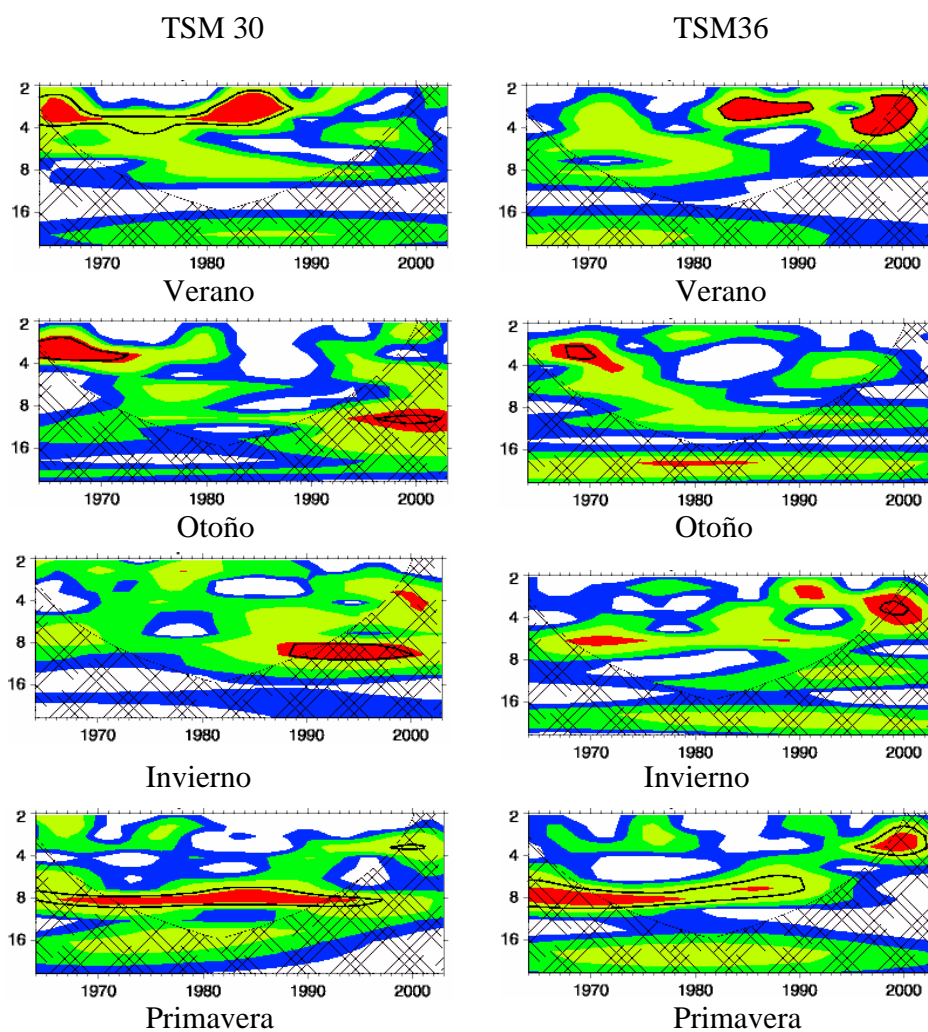


Figura C6_11: ídem fig. C6_9 pero para las series discriminadas por estación del año

Tal como se mencionó en el inicio de este capítulo, otros autores ya dan cuenta de una señal cuasidecádica en el Atlántico Sur. Aquí puede apreciarse que la fuerte señal de 8 años que se destaca en las series de TSM de ambas zonas durante la estación de primavera deja de ser significativa hacia principios de los 90's. Esta señal es de especial interés porque coincide con uno de los modos de variabilidad encontrados en los índices de temperatura (especialmente en TN10), más fuertemente visible durante la primavera. El hecho de que las series de TSM y la de los índices provengan de bases de datos diferentes (reanálisis NCEP y observaciones SMN) hace más robusto al resultado.

Para estudiar objetivamente la coherencia de las escalas de variabilidad entre las series mencionadas, se calculó el espectro de wavelet cruzado (cross-wavelet) y coherencia de espectro de wavelet. Estas herramientas matemáticas permiten analizar los modos de variabilidad en forma conjunta, los períodos donde han estado activos y la fase relativa entre ambas series. En el punto siguiente se describe la metodología utilizada y se presentan los gráficos de espectro de potencia asociados a la variabilidad conjunta TSM-índices de temperatura.

6.4 Modos de variabilidad común TSM-extremos de temperatura

6.4.1 Espectro de wavelet cruzado y coherencia

La transformada wavelet resulta una herramienta útil para el análisis de oscilaciones intermitentes en una serie temporal, pero en ciertos casos lo que interesa conocer es la variabilidad conjunta de dos series. Para ello puede considerarse la transformada wavelet

cruzada, a través de la cual puede conocerse la energía común y la fase relativa en un espacio de tiempo-frecuencia. La transformada de wavelet cruzada de dos series de tiempo X_n e Y_n se define como:

$$W^{XY} = W^X W^{Y*}$$

donde W^X = transformada wavelet de la serie X

W^{Y*} = complejo conjugado de la transformada wavelet de la serie Y

Asimismo puede definirse “energía de wavelet cruzado” (EXW) como

$$EXW = |W^{XY}|$$

El argumento complejo $\arg(W^{XY})$ puede interpretarse como la fase relativa entre X_n e Y_n en el espacio de tiempo-frecuencia.

En el anexo puede encontrarse un ejemplo de aplicación con dos series teóricas conocidas, que permite interpretar en forma adecuada los resultados que se presentan en los puntos siguientes.

Otra medida útil para el análisis de la variabilidad conjunta de dos series temporales medida a través de la transformada wavelet cruzada es la coherencia de wavelet (al cuadrado) $R_n^2(s)$. Torrence y Webster (1999) la definen como:

$$R_n^2(s) = \frac{|S(s^{-1} W_n^{XY}(s))|^2}{S(s^{-1} |W_n^X(s)|^2) \cdot S(s^{-1} |W_n^Y(s)|^2)},$$

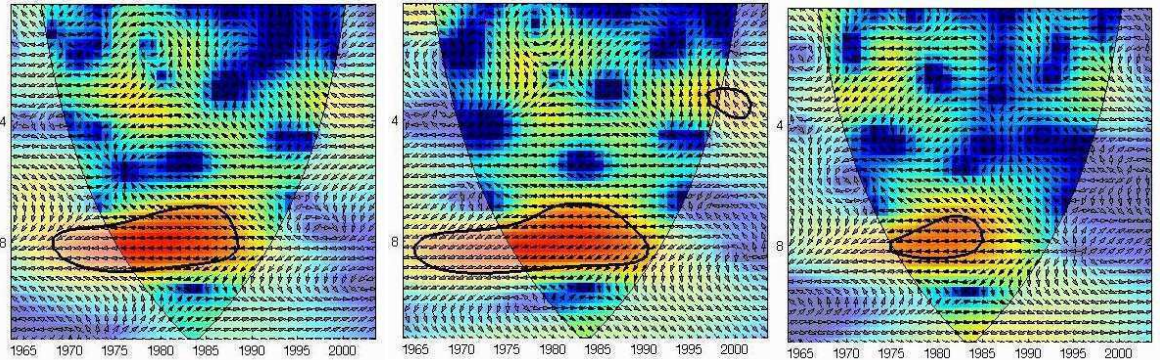
donde S es un operador de suavizado.

La coherencia de wavelet es un valor entre 0 y 1 que mide la correlación cruzada de dos series temporales en función de la frecuencia. Grinsted y otros (2004) muestran que puede encontrarse coherencia significativa entre dos series temporales aún cuando la energía de espectro cruzado sea baja.

El análisis de energía de wavelet cruzado y coherencia exige la determinación de zonas significativas en el espacio de tiempo-frecuencia. La complejidad matemática de estas transformaciones conduce muchas veces a la necesidad de aplicar métodos de Monte Carlo para poder encontrar estos valores significativos. Más detalle sobre esta metodología puede encontrarse en los trabajos de Grinsted y otros (2004) y Torrence y Webster (1999), que sirvieron de base para los cálculos presentados en este trabajo..

6.4.2 TSM vs. Índices de temperatura: variabilidad común de las series en el espacio de tiempo-frecuencia

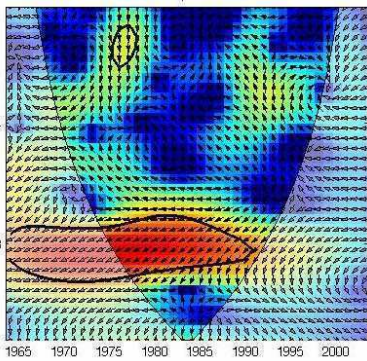
El análisis de variabilidad de las ondas temporales de las series dio indicios de una importante variabilidad conjunta entre las series de extremos de temperatura y temperatura superficial del mar. Un análisis simultáneo entre ambas series en el espacio tiempo-frecuencia se presenta en la figura C6_12, C6_13 y C6_14, en donde se presenta el wavelet cruzado y entre las distintas zonas oceánicas y cinco series de referencia de TN10: Salta – Corrientes – Malargüe – Junín – Trelew.



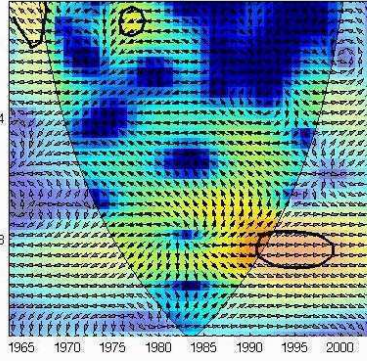
Salta

Corrientes

Malargüe

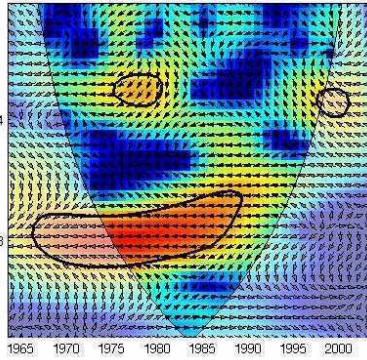


Junín

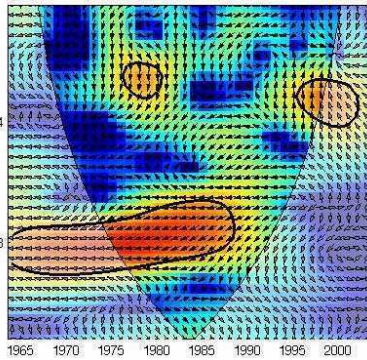


Trelew

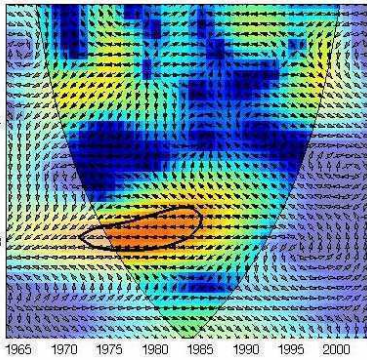
Figura C6_12: energía de wavelet cruzado entre las series las series TN10 de referencia y la región oceánica TSM30 (Primavera). Las flechas indican la relación de fase entre ambas series. Señales significativas (5%) encerradas con línea negra gruesa



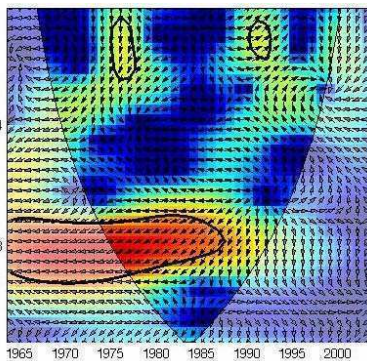
Salta



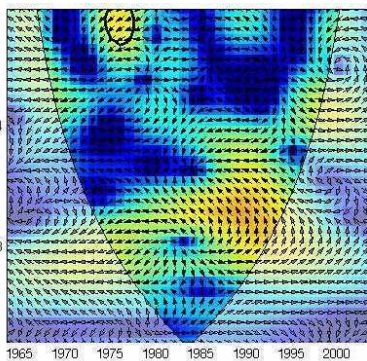
Corrientes



Malargüe



Junín



Trelew

Figura C6_13: Idem. fig. C6_12, pero para TSM36

El gráfico de energía de wavelet cruzado confirma la asociación entre la temperatura media de las regiones oceánicas TSM30 y TSM36 y la frecuencia de noches frías (TN10) de las estaciones del norte y centro del país. Como se puede apreciar, las series están en contrafase, de manera que el aumento de temperatura de las regiones oceánicas está asociado a una disminución de las noches frías de primavera, estando esta característica modulada por una onda de ocho años. Sin embargo, como ya se pudo apreciar en el análisis de wavelet de cada una de las series, esta relación se rompe a finales de los ochenta, lo que estaría dando indicios de un posible cambio en las relaciones del sistema.

En el caso de la asociación con la región TSM36, se destaca otra señal para las series del norte del país en una escala menor a 4 años, ubicadas temporalmente a finales de los 70' y mediados de los 90'. La relación de fase no se mantiene en cada caso, ni tampoco coincide exactamente para ambas estaciones meteorológicas, lo que debilita la hipótesis de una relación física en esa escala.

La modulación de una onda de ocho años tan claramente visible en las cuatro estaciones de referencia del centro y norte del país no aparece en la estación Patagónica, excepto por una señal en el wavelet cruzado con TSM30 –en fase- que aparece después de 1990. A pesar de que dicha señal se encuentra mayormente fuera del cono de influencia, es otro indicio sobre un posible cambio en el sistema climático a principios de los 90.

La asociación con la región oceánica sur (TSM46) resultó diferente a la correspondiente a TSM30 y TSM36. No hay modulación de una onda de 8 años para las series del centro y norte del país. Sólo en las estaciones del norte aparece una señal significativa, pero de fase cambiante. La onda de ocho años aparece en el wavelet cruzado con la estación Patagónica –en contrafase- a mediados de los 90'.

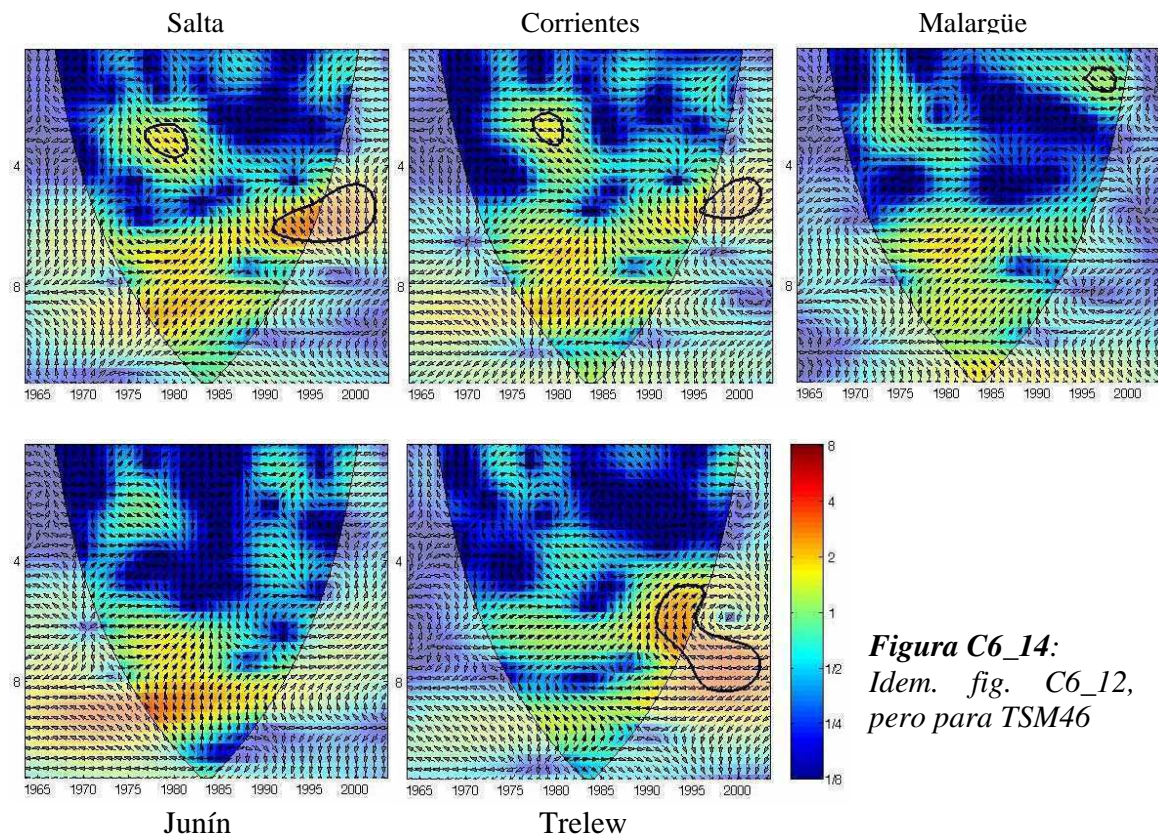


Figura C6_14:
 Idem. fig. C6_12,
 pero para TSM46

El análisis descrito para el comportamiento del índice TN10 se repitió para los otros tres índices de extremos. Algo más debilitada, la señal de onda 8 años también se ve reflejada en otros casos, aunque en algunos de ellos con fase cambiante, por lo que la relación física de las variables (si existe) resulta más compleja de interpretar.

El análisis de coherencia de wavelet evidenció la señal de ocho años para la estación de primavera, en varios casos algo más extendida en el espacio de tiempo y frecuencia. También muestra en el espectro de potencia, otras zonas del espacio tiempo-frecuencia congruentes. Nuevamente en este caso, las relaciones de fase hacen que se torne dificultosa una interpretación física adecuada. Sin embargo es interesante destacar que las señales encontradas en más de una estación coinciden temporalmente con la época del salto climático de 1976 y en algún caso con el año 1990, lo que seguiría sumando elementos de

juicio para la evaluación de un cambio en las relaciones del sistema climático a partir de dicha década. En la figura C6_15 se presentan algunos ejemplos

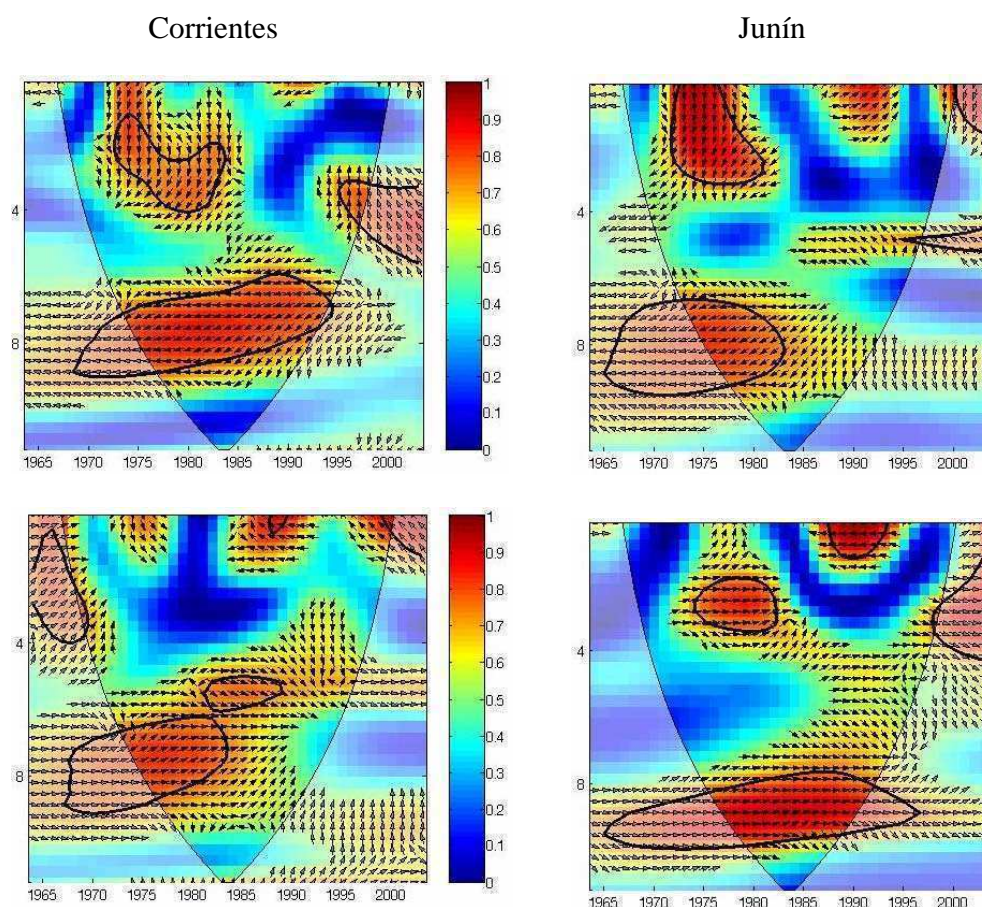


Figura C6_15: Coherencia de espectro de wavelet entre TN10 y TSM36 (panel superior) y TN90-TSM36 (panel inferior) de las estaciones indicadas. (Primavera)

En el gráfico de coherencia se observa la señal de onda 8 años, con una relación con TSM36 en contrafase para TN10 y en fase para TN90, lo que es físicamente consistente. “Superpuesta” a esta señal principal aparecen otras de escala menor que coinciden temporalmente con el salto climático 1976-77 (con mayor o menor extensión temporal) y otra en torno a los 90, más significativa para TN90, momento a partir del cual la señal de onda 8 comienza a desvanecerse. Lamentablemente los efectos de borde no permiten llegar

a conclusiones definitivas. Sin embargo podemos considerar que hay evidencia suficiente para considerar que los 90 deberían ser considerados como un punto de cambio en las relaciones entre algunas variables del sistema climático. En la figura C6_16 se muestran otros casos que sirven como ejemplo de este análisis. El primero corresponde a la relación TN90 (Malargüe) con TSM36. Allí puede verse una señal principal en torno a los 8 años, y otras dos de menor escala: una en torno a 1976 y otra comenzando en 1990. El otro caso corresponde al gráfico de coherencia asociado a las series TX10 (Junín)-TSM30, donde se observa una características similar, excepto por la onda de 8 años, que no se manifiesta en forma significativa en este caso, tal como ocurre con la mayoría de los extremos asociados con la temperatura máxima.

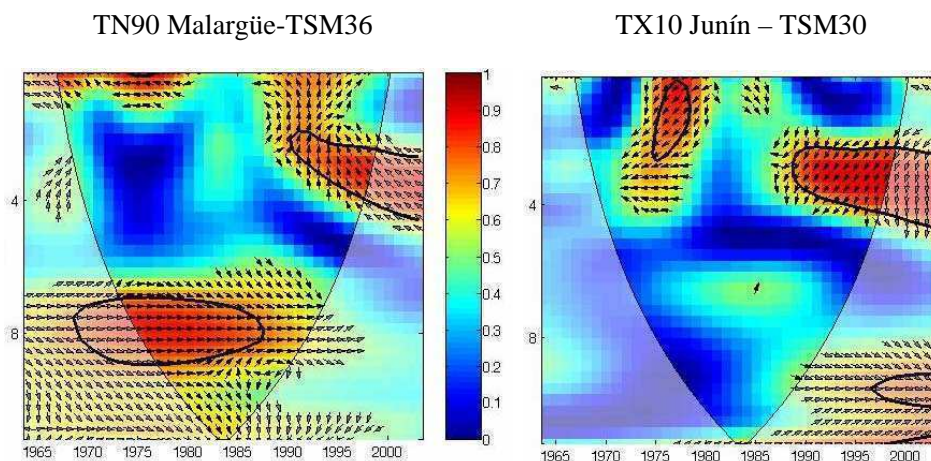


Figura C6_16: ídem fig. C6_15 pero para las relaciones TN90 (Malargüe)-TSM36 y TX10 (Junín)-TSM30 (primavera)

Como se ha podido observar la onda de 8 años aparece como una señal significativa en primavera tanto en los extremos de temperatura (especialmente TN10) como en las TSM. En el próximo capítulo se analizarán otras características del sistema climático que

podrían estar modulando esta señal. Se estudiarán algunos índices asociados al Océano Pacífico, flujos zonales y meridionales sobre nuestro país y el Modo Anular del Sur.

Resumen del capítulo 6

Los océanos juegan un papel de indiscutida importancia dentro del sistema climático. En este capítulo se pone especial atención al Atlántico Sur, mucho menos estudiado que el Atlántico Norte y mucho menos aún que el Océano Pacífico. Basados en un estudio previo en el que se encuentran las zonas de mayor correlación con los extremos de temperatura, se realiza un estudio exploratorio a fin de encontrar el grado de asociación entre estas zonas y los cuatro extremos bajo estudio. Las áreas oceánicas elegidas son cercanas al continente, y afectadas principalmente con la Corriente de Brasil (TSM30), corriente de Malvinas (TSM46)-, y su Confluencia (TSM36). El análisis de correlación evidenció que los extremos de temperatura mínima (en especial TN90) son los de mayor asociación con dos de las regiones oceánicas estudiadas (TSM30 y TSM36). La región de mayor asociación corresponde a la Pampa Húmeda y Noreste y la época del año de máxima relación es el otoño. Correlaciones con desfase entre 1 y 3 meses (TSM precediendo a los extremos de temperatura) mostraron que para las estaciones del centro-este del país, los meses de abril (mayo) están asociados significativamente con TN90 de mayo y junio (junio), aspecto que puede ser tenido en cuenta como un elemento adicional en el análisis de las condiciones de contorno conducentes a la elaboración de previsiones climáticas estacionales. Luego de este análisis inicial, se estudiaron distintas escalas de variabilidad temporal de las TSM de referencia, encontrándose como señal más destacada, una onda de 8 años presente especialmente en la estación de primavera que se extiende hasta principios de los 90. Cálculos de wavelets cruzados y coherencia de wavelet permitieron determinar

que dicha señal constituye un modo de variabilidad común respecto a la frecuencia de extremos fríos (en especial TN10).

Algunos cambios en el comportamiento de las variables o sus relaciones, plantean el interrogante sobre la existencia de un salto, cambio o desacople de las series hacia principios de los 90. Estos aspectos se retomarán en el capítulo siguiente, al analizar otras variables del sistema climático que también puedan estar modulando la variabilidad en baja frecuencia de los índices de temperatura.

Capítulo 7: Modos de variabilidad común entre la frecuencia de extremos de temperatura y otras variables del sistema climático

La importante señal de onda 8 años detectada tanto en los índices de temperatura en superficie (basados en datos medidos) como en las TSM del Atlántico (datos de reanálisis) motivó la búsqueda de posibles forzantes que pudieran modular esta variabilidad observada. Para tal fin se consideraron índices asociados con el Océano Pacífico, algunos índices de circulación representativos de flujos zonales y meridionales en la región bajo estudio y el Modo Anular del Sur (que aquí referiremos como SAM, tal como se lo conoce en la literatura). No solamente se exploró la existencia de la señal de 8 años encontrada previamente, sino que también se investigó sobre un posible cambio o desacople en el sistema climático durante la década del 90.

7.1 Índices asociados con el Océano Pacífico

Se seleccionaron dos índices asociados con el Océano Pacífico: el PDO (Pacific Decadal Oscillation) y la temperatura superficial del mar del Pacífico Sur central Subtropical. (TSM_PSCS). En este último caso se tomaron en cuenta estudios previos que mostraban la influencia de las TSM de primavera de esta región del Pacífico Sur sobre los eventos El Niño, permitiendo una discriminación entre los mismos, con condiciones dinámicas diferenciadas (Barros y Silvestri, 2002, Vera y otros, 2004). La región considerada en el estudio está limitada entre los 20° y 40°S y los

El PDO es un patrón multidecádico centrado a lo largo del Océano Pacífico, definido como la primera componente principal de anomalías mensuales de temperatura superficial del mar en el Pacífico Norte, desde 20°N hacia el polo (Zhang y otros, 1997, Mantua y otros, 1997). Dentro de la complejidad del sistema climático, algunos estudios muestran que este patrón está asociado con la actividad ciclónica y anticiclónica del Hemisferio Sur (Pezza y otros 2007) y a condiciones térmicas del sudeste de Sudamérica (Rusticucci y Renom, 2007). En efecto, en este último trabajo se muestra que los índices basados en temperaturas mínimas están relacionados con las fases del PDO, al encontrarse correlaciones significativas negativas (positivas) entre las noches frías (noches cálidas) y el Océano Pacífico, con una estructura PDO, en concordancia con los picos significativos encontrados en el análisis inter-decadal (bandas de 2-2,5 y 3-6 años).

Estudios específicos sobre la presencia de una onda de 8 años en el índice PDO arrojaron un resultado negativo. Esto muestra que, aun existiendo evidencia de teleconexiones con el clima de nuestra región, éste no está asociado a este modo de variabilidad particular.

Al analizar el wavelet cruzado de las series de TSM del Pacífico (PSCS) y los índices de temperatura de las estaciones de referencia, en cambio, la señal de 8 años aparece nuevamente como modo de variabilidad común. La particularidad en el resultado está relacionada con la relación de fase, diferente a la encontrada con las series de TSM del Atlántico. Mientras que la relación entre TSM30/ TSM36 y TN10 resultó inversa (mayor temperatura del Atlántico asociada con menor frecuencia de eventos fríos), la relación entre TSM_PSCS y TN10 resultó directa (ver ejemplos en la fig C7_1 a), es decir, mayor temperatura del Pacífico asociada con mayor cantidad de eventos fríos. De esto se desprende (y se corrobora con el wavelet cruzado) que el modo de variabilidad de 8 años

común entre las zonas del Atlántico (TSM30 y TSM36) y la del Pacífico, tienen fase opuesta (fig C7_1, b). Las razones físicas de esta relación exceden la aproximación matemática-estadística aquí presentada. Sin embargo, estas características podrían estar relacionadas con los períodos de propagación de anomalías en los Océanos del Sur (White y Peterson, 1996). En el estudio citado analizan la onda circumpolar antártica en varias variables (presión de superficie, viento, temperatura y extensión de hielo marino) determinan que las anomalías se mueven hacia el este, siguiendo el flujo circumpolar, con un período entre 4-5 años y requiriendo un lapso de 8 a 10 años para rodear todo el globo. Este patrón de variabilidad coherente estaría relacionado con el SAM, que actuaría como modulador de la variabilidad atmosférica y oceánica, tal como lo muestran estudios que involucran modelos climáticos acoplados (Hall y Visbeck, 2002).

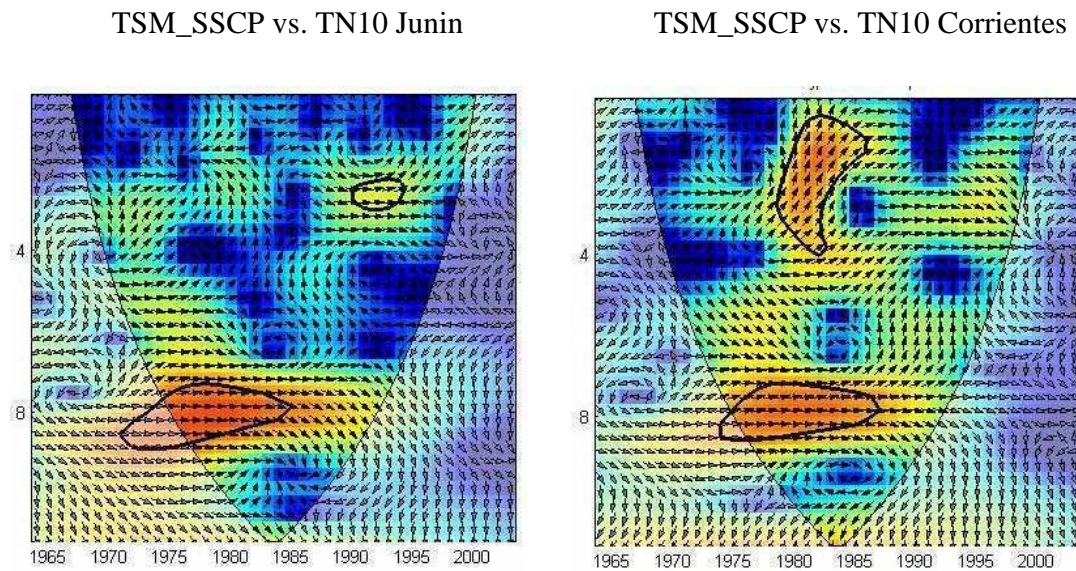


Figura C7_1 a: ídem fig C6_12, pero para el wavelet cruzado entre las series TSM_SSCP y extremos TN10 de las estaciones indicadas

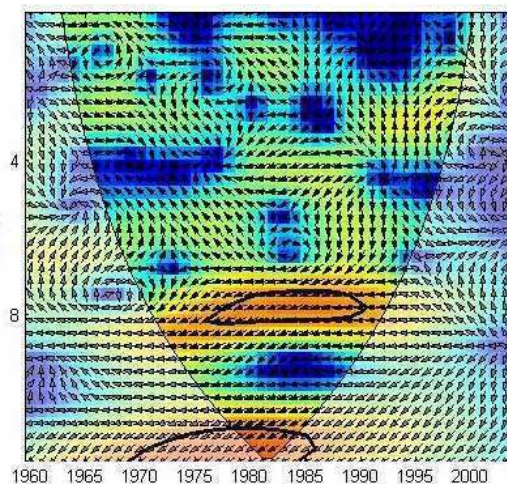


Figura C7_1 b: ídem fig C7_1 a, pero para el wavelet cruzado entre las series TSM_SSCP y serie TSM30

A la luz de los resultados encontrados por otros autores, podría considerarse que la variabilidad en baja frecuencia captada por las series estudiadas en este trabajo (más particularmente TN10), sería reflejo la variabilidad observada en el SAM, que engloba un comportamiento de variabilidad coherente con los Océanos. Más adelante, se retomará este punto.

7.2 Flujos meridionales y zonales

Se consideraron índices de circulación asociados a flujos zonales y meridionales de superficie y altura en distintas latitudes. Algunos índices fueron utilizados en estudios previos y otros fueron contruidos especialmente para este trabajo. La transformada wavelet permitió el análisis de los modos de variabilidad asociados. No solamente se exploró la existencia de la señal de 8 años encontrada previamente, sino que también se investigó sobre un posible cambio o desacople en el sistema climático durante la década del 90.

Los primeros índices considerados están relacionados con la posición e intensidad del viento zonal en 200 hPa., tal como lo describen Barros y otros (2002). Se consideró un promedio de la variable sobre dos áreas, esquematizadas en la figura C7_2:

- U1: entre 20°S y 30°S y entre 45°O y 65°O
- U2: entre 30°S y 40°S y entre 45°O y 65°O

Se tomó el cociente y las diferencias entre U1 y U2 ($U1/U2$ y $U1-U2$) a fin de evaluar el desplazamiento del jet subtropical.

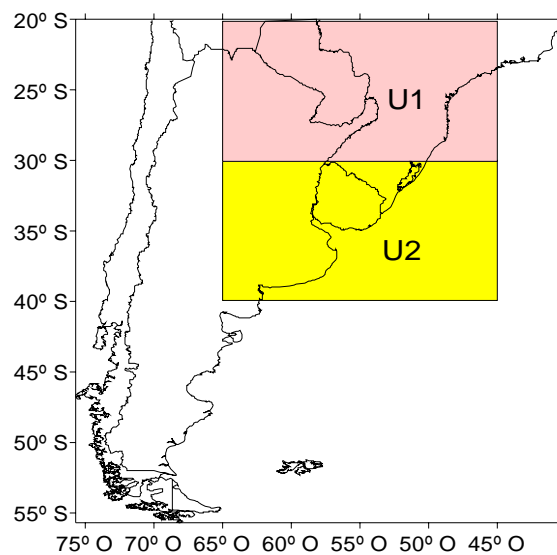


Figura C7_2: Regiones consideradas para el análisis del flujo zonal en 200 hpa

Los autores habían encontrado que la intensificación (reducción) de la componente oeste del viento en ese nivel y el desplazamiento hacia el norte (sur) del máximo del viento tendía a estar asociado con anomalías frías (cálidas) en la superficie durante casi todo el año. La base de datos utilizada consideraba el período 1963-1990. A la luz de estos

resultados, surgen algunos interrogantes ¿Cuál es el extremo de temperatura más sensible a este efecto? ¿La relación se mantiene después de 1990? ¿Existe algún modo de variabilidad dominante en baja frecuencia asociado a la posición e intensidad del jet subtropical que pueda estar modulando la variabilidad observada en la frecuencia de extremos de temperaturas y la temperatura superficial del mar?.

Para analizar la sensibilidad de los índices de temperatura extrema respecto de la posición e intensidad del jet subtropical, se tomaron dos estaciones de referencia correspondientes a las zonas noreste y centro-este del país: Corrientes y Junín.

Se calcularon las correlaciones entre los índices de temperatura y los representativos a la posición e intensidad del jet subtropical a escala mensual. Los resultados se presentan en la figura C7_3

Los resultados concuerdan con lo encontrado en el estudio antes citado, dado que se observa en la figura una asociación negativa entre $u1$ y la frecuencia de extremos cálidos, y positiva (aunque no siempre significativa) entre $u1$ y los extremos fríos. Puede apreciarse también que los extremos más sensibles son aquellos relacionados con las frecuencias de días y (especialmente) noches cálidas. El desplazamiento del jet hacia el sur ($u2$ más intenso) está asociado con condiciones más cálidas en Corrientes. Las correlaciones con los índices de Junín son poco significativas

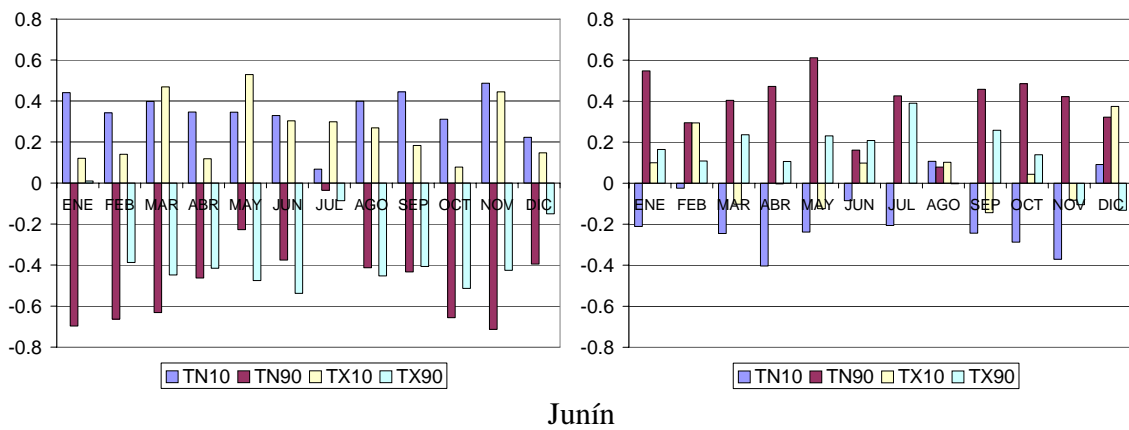
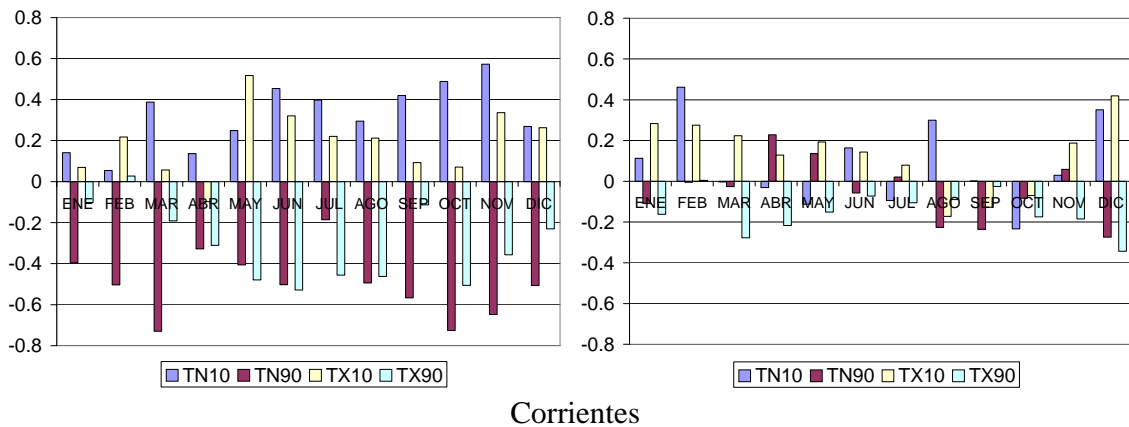


Figura C7_3: correlaciones entre los índices de temperatura de las estaciones indicadas y los índices u1 (a-c) y u2 (b-d).

Los índices que evaluaron la posición media e intensidad del jet a través de las diferencias $U1-U2$ y $U1/U2$ no manifiestan un salto en los noventa (fig C7_4). Puede observarse una tendencia negativa que daría cuenta de un desplazamiento del jet subtropical hacia el sur, al menos en la estación de primavera. En la figura C7_5 a y C7_5 b se ejemplifica este hecho considerando un corte vertical en el que se presentan los valores de viento zonal medio en función de la latitud para dos años de referencia.

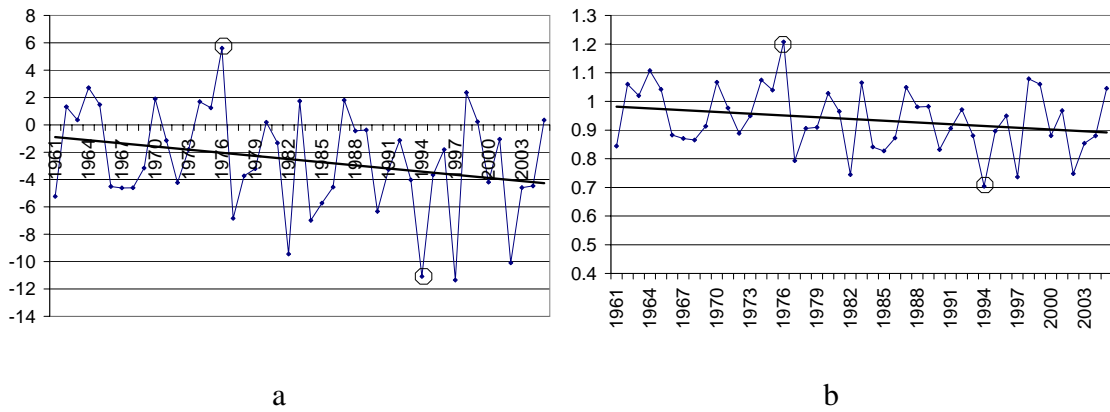
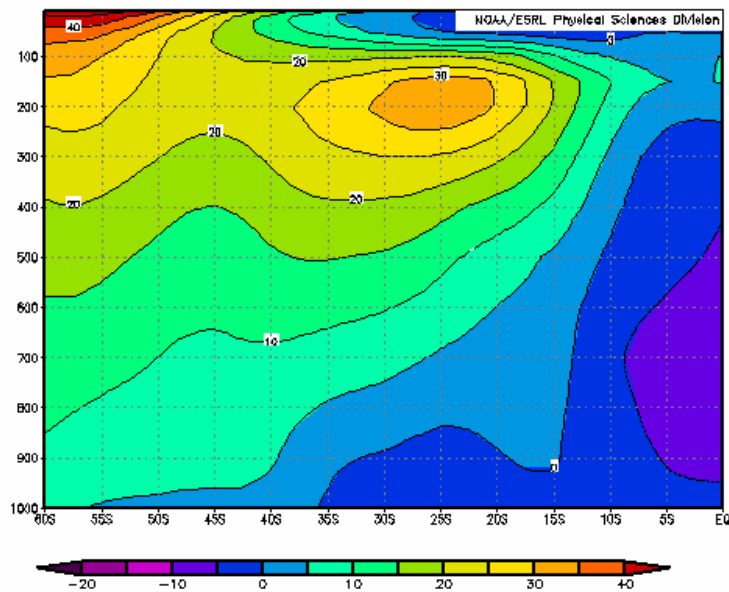


Figura 7_4: series temporales de los índices asociados a la posición e intensidad del jet subtropical a) $u1-u2$ (m/s) b) $u1/u2$. Primavera. Los círculos indican los años seleccionados para la figura C7_5



A

Figura C7_5 a: corte vertical del viento zonal (m/s) Primavera 1976 b) Primavera 1994. Resultados promediados en la banda de longitud utilizada en el cálculo de $u1$ y $u2$. Imagen provista por NOAA/ESRL Physical Sciences Division, Boulder Colorado a través de su página web <http://www.cdc.noaa.gov/>.

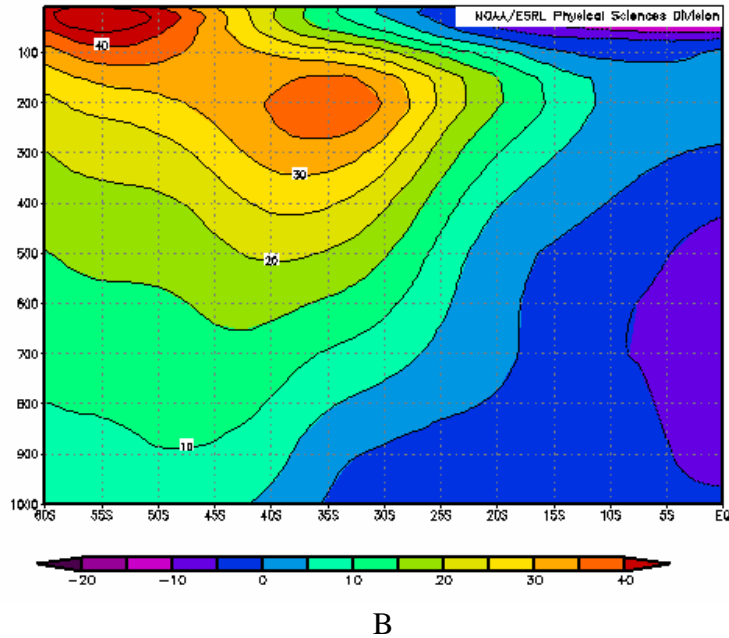
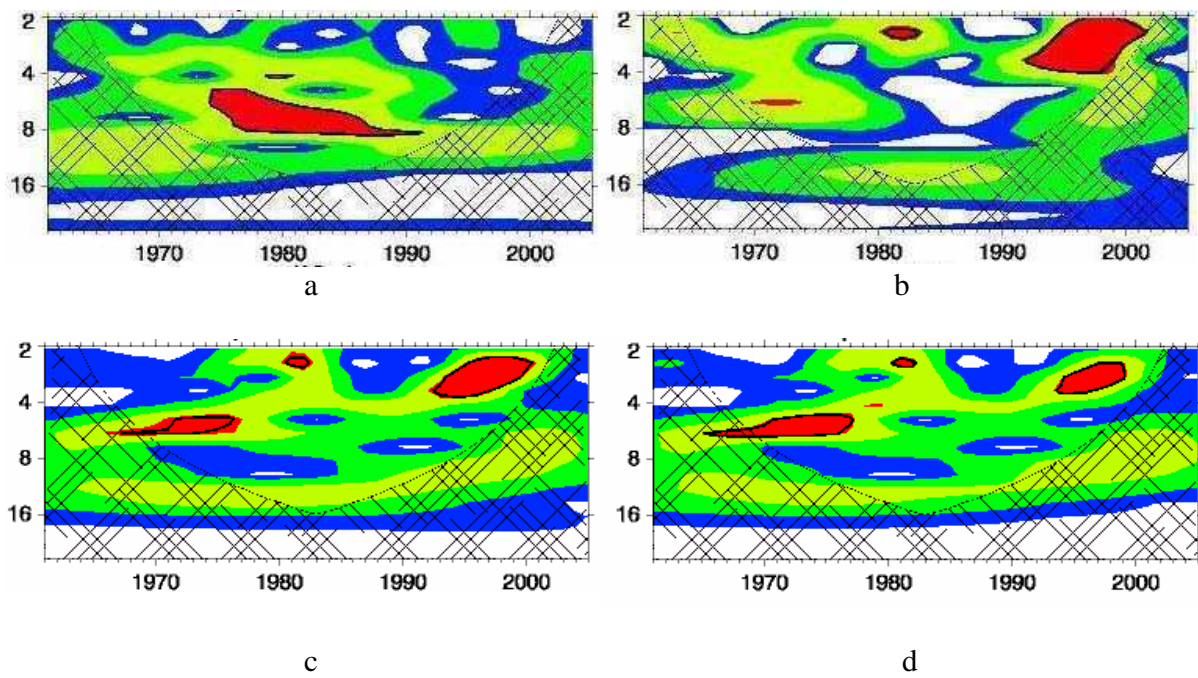


Figura C7_5 b: *idem fig. C7_5 a, pero para la primavera de 1994. Imagen provista por NOAA/ESRL Physical Sciences Division, Boulder Colorado a través de su página web <http://www.cdc.noaa.gov/>".*

Estos resultados son congruentes con lo mostrado por Camilloni y otros (2005) que observan un desplazamiento hacia el sur del Anticiclón Subtropical del Atlántico Sur.

Al analizar las series con la transformada wavelet, no se observó una variabilidad de onda 8 años dominante en primavera, aunque sí se puede verse cierta señal presente en el análisis del flujo zonal U1, que desaparece en los primeros años de la década del noventa (figura C7_6).



*Figura C7_6: espectro de potencia de wavelet correspondientes a las series a) U1, b) U2
c) U1-U2 y d) U1/U2(primavera)*

Otro de los índices de circulación analizados está relacionado con el flujo meridional en niveles bajos. El mismo fue estimado a partir de las diferencias de altura geopotencial en 850 hPa. entre 65 °S y 55 °S, promediados en una banda de latitud entre 25°S y 35°S (figura C7_7). La intensificación del gradiente zonal estaría asociada con el aumento del flujo meridional proveniente del norte, generando de esta manera condiciones relativamente cálidas en el centro de Argentina, tal como lo describen Barros y otros (2002). Se consideró en especial la estación de primavera, a fin de determinar si el flujo meridional de niveles bajos podría estar modulando la variabilidad encontrada en los índices de extremos de temperatura antes descritos. El análisis de wavelet evidenció cierta señal cusidecádica al principio del período estudiado, pero no se corresponde con las señales encontradas en los índices de temperatura, de manera que el flujo meridional de latitudes subtropicales no podría explicar la variabilidad en baja frecuencia encontrada.

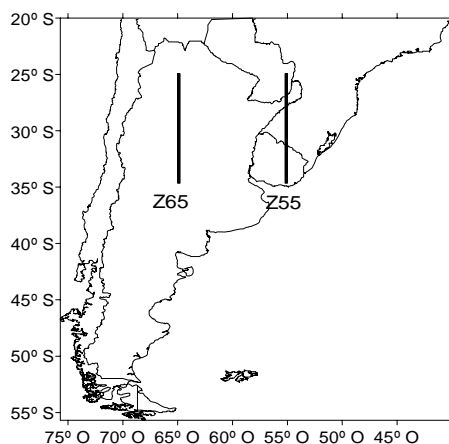


Figura C7_7: esquematización de las zonas donde se calcularon las diferencias de altura geopotencial en 850 hpa.

El hecho de que la señal de 8 años se observara más fuertemente en las series de frecuencias de eventos fríos, motivó el análisis de algún índice que involucrara el estado de la atmósfera en zonas de mayor latitud. En este contexto, el modo anular del sur (SAM)

resulta un índice apropiado para evaluar posibles forzantes o patrones que modulan la variabilidad observada. Resulta importante también analizar este índice en el contexto de la variabilidad hallada en los Océanos y que fuera mencionada en el punto anterior.

6.3 El SAM

El principal modo de variabilidad en la circulación atmosférica del hemisferio sur que domina las regiones extratropicales y las altas latitudes tiene una estructura zonal simétrica o “anular”, con anomalías de signo opuesto entre la Antártida y latitudes medias. Puede ser observado en varios campos atmosféricos, tales como la presión de superficie, altura geopotencial, temperatura de superficie y viento zonal (Thompson y Wallace, 2000). De ahí que existan numerosas definiciones del índice, considerando el modo principal de funciones ortogonales empíricas (EOF) de distintas variables. En la bibliografía se lo encuentra bajo distintas denominaciones: “High latitude Mode” (Kidson, 1988), Antarctic Oscillation (Gong y Wang, 1999, Thompson y Wallace, 2000, Silvestri y Vera 2003) y Southern Annular Mode (Limpasuvan y Hartmann, 1999, Marshall, 2003). Estudios previos han encontrado que contribuye en forma significativa a la variabilidad climática de alta frecuencia (Baldwin 2001), baja frecuencia (Kidson, 1999) y en la variabilidad observada en los Océanos del sur (Hall y Visbeck, 2002).

Muchos de los trabajos que han estudiado este modo de variabilidad, encontraron una importante tendencia positiva del índice. Esto representa valores de presión relativamente inferiores a aquellos observados en latitudes medias, lo que originaría un estrechamiento del vórtice circumpolar y una intensificación de los oestes en la

Antártida. La mayoría de estos trabajos están basados en datos de reanálisis del National Center of Environmental Prediction – National Center of Atmospheric Research (NCEP-NCAR), algo cuestionados para la zona de altas latitudes del Hemisferio sur. Hines y otros (2000), por ejemplo, muestran errores en los campos de presión al sur de 50°S, lo que pone en duda los resultados de una tendencia tan significativa en el SAM basada en los datos mencionados. Sin embargo, un estudio de Marshall (2003) muestra a partir de datos de estaciones que la tendencia existe, aunque no tan marcada como la que resulta de los datos del NCEP, y con diferencias estacionales. Mientras que los datos del NCEP evidencian una mayor tendencia durante el invierno, los datos observacionales muestran que la mayor tendencia se da en el verano.

En este trabajo se toma el índice SAM tal como lo define Marshall en su trabajo (2003), que considera un promedio zonal de presión a nivel del mar en 40°S y 65°S basados en seis estaciones cercanas a cada una de las latitudes (tabla 7-1).

Tabla 7.1: Estaciones utilizadas en la elaboración del índice SAM a partir de observaciones (adaptado de Marshall, 2003)

Estación	Latitud	Longitud
Marion Island	46.9 °S	37.9 °E
Ile Nouvelle Amsterdam	37.8 °S	77.5 °E
Hobart	42.9 °S	147.3 °E
Christchurch	43.5 °S	172.6 °E
Puerto Montt*	41.4 °S	73.1 °O
Gough Island	40.4 °S	9.9 °O
Novolazarevskaya	70.8 °S	11.8 °E
Mawson	67.6 °S	62.9 °E
Mirny	66.6 °S	93.0 °E
Casey	66.3 °S	110.5 °E
Dumont D'urville	66.7 °S	140.0 °E
Faraday/Vernadsky	65.2 °S	64.3 °O

*Esta estación reemplaza a la estación Valdivia citada en el trabajo de Marshall (2003). Más detalles sobre el tema en <http://www.nerc-bas.ac.uk/icd/gjma/sam.html>

Uno de los aspectos del estudio de Marshall a tener en cuenta, es que no se observó tendencia del índice en la estación de primavera. Esta estación en particular es la que estamos interesados en analizar debido a la importante señal de una onda de 8 años encontrada en varios de los índices estudiados ¿Podría estar el SAM asociado a esta variabilidad en baja frecuencia?. La respuesta es afirmativa, tal como lo muestra el análisis de wavelet del índice SAM correspondiente a la estación de primavera. (figura C7_8).

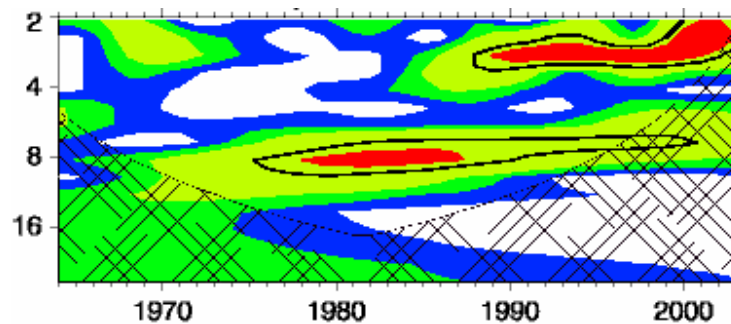
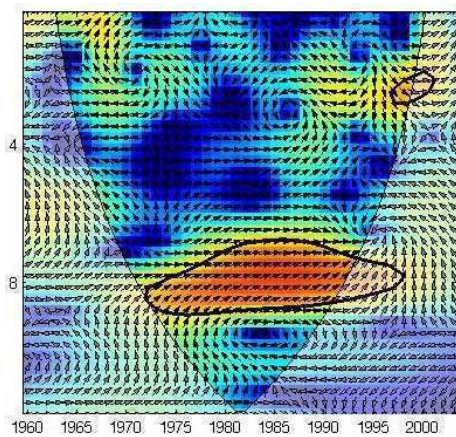


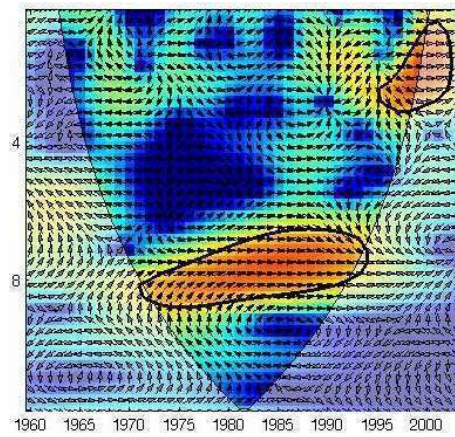
Figura C7_8: espectro de potencia de wavelet asociado al índice SAM (primavera)

La señal de onda 8 es clara en este caso, aunque no desaparece a principios de los noventa, sino que parece mantenerse hasta el 2000 (tener en cuenta que los últimos años entran dentro del cono de influencia). Sí puede observarse que a partir de fines de los 80s – principios de los 90s, aparece otra señal significativa de mayor frecuencia.

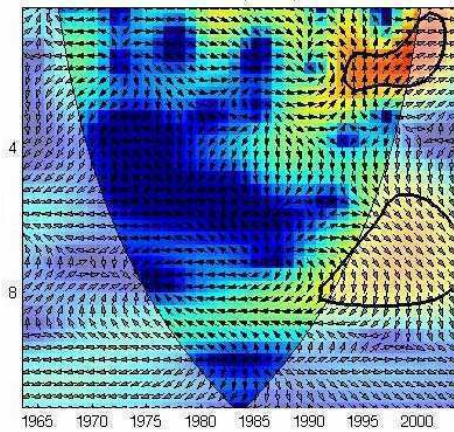
Para evaluar la variabilidad común entre el índice y las otras variables estudiadas se realizó el wavelet cruzado entre el SAM y la temperatura media de primavera de las tres zonas oceánicas (figura C7_9) y el índice TN10 (figura C7_10) que fue aquel donde la señal de onda 8 se evidenció con mayor claridad.



SAM-TSM30



SAM-TSM36



SAM-TSM46

Figura C7_9: espectro de potencia de wavelet cruzado SAM-TSM

La señal de 8 años se manifiesta en forma concordante para la zona SST30 y SST36 y en fase (mayores valores del índice SAM asociados con mayores temperaturas oceánicas) Por el contrario, la zona SST46 no manifiesta una concordancia con el SAM equivalente. Sí aparecen señales comunes después de 1990 (¿Otro indicio de un posible cambio en el sistema?), pero que lamentablemente se ven afectadas por efectos de borde, por lo que no pueden darse conclusiones taxativas. El tipo de relación encontrada motiva la presunción que la variabilidad encontrada debería estar en contrafase respecto al índice de frecuencias

de noches frías, tal como pudo verificarse al realizarse los cálculos de wavelet cruzado SAM-TN10. En la figura C7_10 se presentan algunos ejemplos

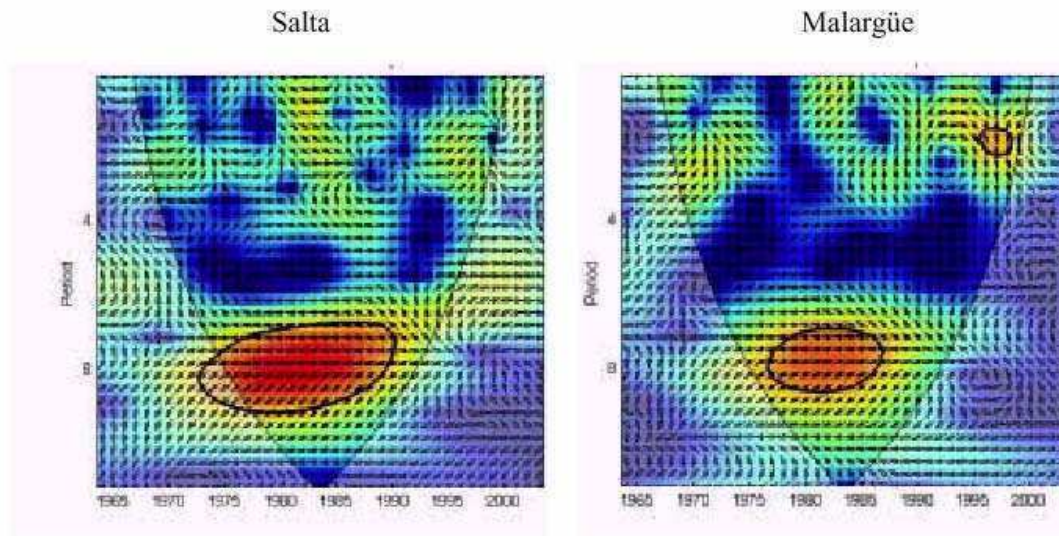


Figura C7_10: ídem fig. C7_9 pero para wavelets cruzados entre SAM y TN10 de las estaciones indicadas (primavera)

Al analizar los resultados presentados, debe tenerse en cuenta que en los casos de índice SAM extremo positivo, hay una mayor presión relativa sobre el sur de Sudamérica respecto al caso opuesto. Esto puede apreciarse en la figura C7_11, donde se presentan los campos compuestos de presión a nivel del mar correspondientes a los 3 casos con índice SAM extremo positivo (a), extremo negativo (b) y la diferencia entre ambos (c). Esta mayor presión relativa en el caso de SAM positivo estaría asociada a un menor pasaje de ciclones y un menor número de eventos fríos. Estos resultados son congruentes con lo encontrado por Gillet y otros (2006), quienes analizaron los impactos regionales del SAM sobre el Hemisferio Sur. Los autores encontraron una asociación positiva entre la fase positiva del SAM y las anomalías de temperatura del sur de Sudamérica, aunque no significativa para estaciones ubicadas en latitudes subtropicales.

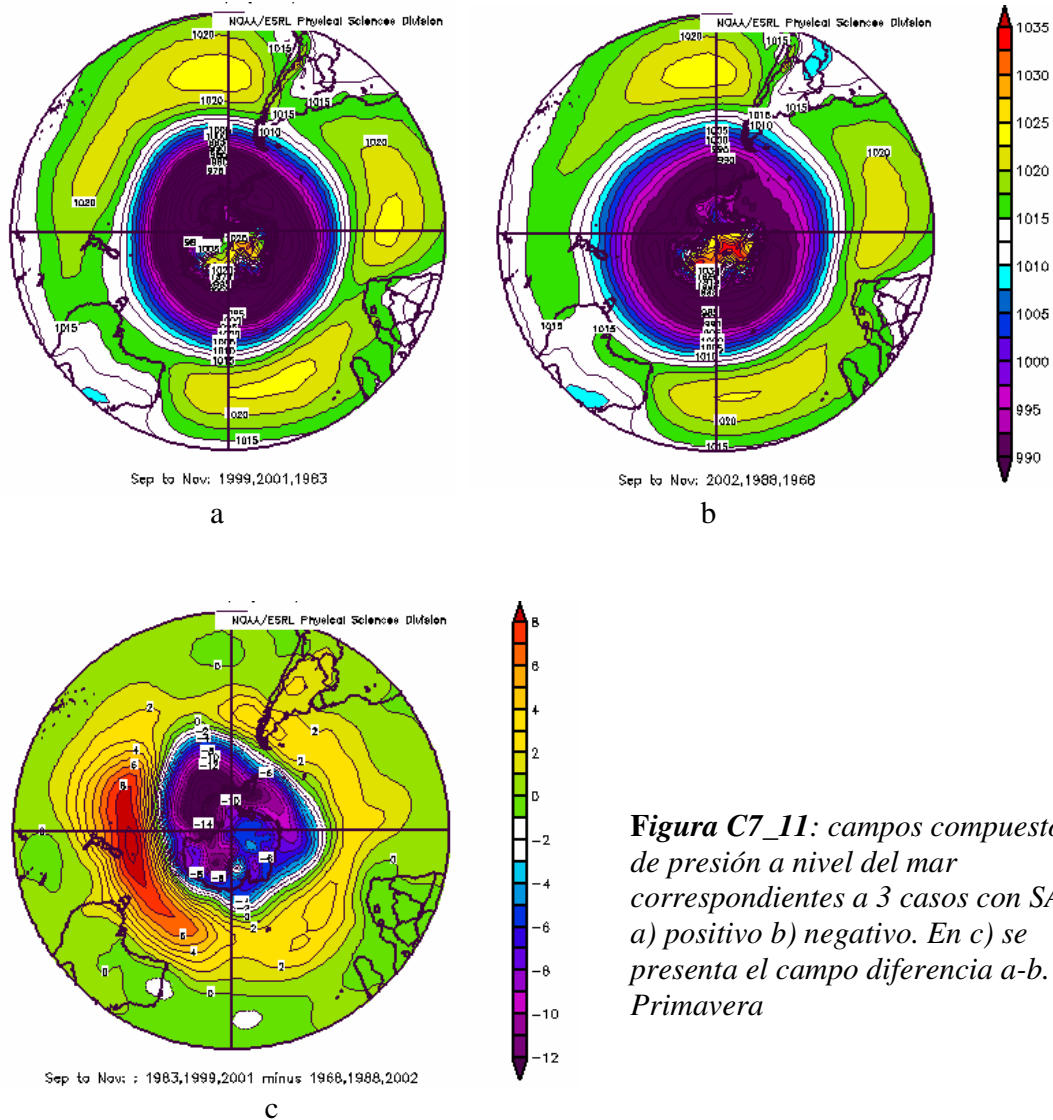


Figura C7_11: campos compuestos de presión a nivel del mar correspondientes a 3 casos con SAM a) positivo b) negativo. En c) se presenta el campo diferencia a-b. Primavera

Hasta aquí se ha presentado a la onda de 8 años como una señal significativa en varias variables del sistema climático. Si bien es cierto que sería deseable contar con series más largas para evaluar estas señales de baja frecuencia, el hecho que ésta se haya encontrado en distintas variables provenientes de distintas bases de datos, hace el resultado más robusto. Más aún, en la literatura se encuentran otros trabajos en los que aparece esta señal, aunque no es estudiada en detalle. Tal es el caso de Rao y otros (2003), quienes

estudiaron la variabilidad interanual de las “storm-tracks” en el Hemisferio Sur en relación con la Oscilación Antártica (un modo equivalente al SAM). Allí analizaron las periodicidades de las ondas baroclínicas para el período 1974-2000 y encontraron una periodicidad dominante en 8.33 años en octubre, que concuerda temporalmente con el modo de variabilidad significativo de primavera hallado en varias variables en este estudio. Todos estos aspectos ciertamente contribuyen a un mayor conocimiento de la variabilidad climática en el Hemisferio Sur, especialmente en Argentina, y pueden tenerse en cuenta para futuros estudios que analicen la dinámica del sistema en escalas interanuales a interdecádicas.

Resumen del capítulo 7

La importante señal de onda 8 años detectada tanto en los extremos de temperatura en superficie (más particularmente en TN10) y en las TSM del Atlántico (TSM30 y TSM36) motivó la búsqueda de posibles forzantes que pudieran modular esta variabilidad observada. Para ello se evaluaron en primera instancia algunos índices asociados con el Océano Pacífico y otros relacionados con la circulación local en Argentina. El PDO, a pesar de tener cierta vinculación con la variabilidad de los extremos de temperatura en la región, no presenta un modo de variabilidad común de 8 años en primavera. Sí se observó dicha variabilidad común en la TSM correspondiente a una zona del Pacífico Central Subtropical, con fase opuesta a la encontrada para las zonas oceánicas del Atlántico, probablemente debido a las escalas temporales de propagación de anomalías en el océano, moduladas por el SAM.

Se analizó la posición e intensidad del jet subtropical en relación a los extremos de temperatura, encontrando una mayor sensibilidad de la frecuencia de extremos cálidos frente a las variaciones del mismo. Los resultados de correlación son congruentes con estudios previos que muestran anomalías negativas de temperatura cuando el jet es más intenso y se encuentra en su posición más cercana al ecuador, al inhibir la entrada de aire cálido y húmedo desde el norte. La onda de ocho años sólo aparece en uno de los índices asociados al jet subtropical estudiados, y no fue encontrada en el índice asociado al flujo meridional en 850 hpa. Dado que la señal de 8 años se manifestó más fuertemente en uno de los extremos fríos (TN10) se consideró el análisis de algún índice que vinculara latitudes medias y subtropicales con latitudes altas. En este contexto se analizó el índice SAM,

principal modo de variabilidad del Hemisferio Sur. En este índice se detectó una señal significativa de 8 años en primavera, con fase inversa a TN10. Esto podría estar relacionado con la disminución de ingreso de sistemas fríos desde el sur debido a la alta presión anómala en nuestro país en los años con el índice SAM extremo positivo.

Conclusiones

El presente trabajo de tesis estudia la variabilidad climática de la frecuencia de ocurrencia de temperaturas extremas en la Argentina durante el período 1959-2003 con los siguientes objetivos principales:

- Determinar la homogeneidad espacial de las series de extremos de temperatura
- Analizar la variabilidad temporal en distintas escalas
- Establecer relaciones con otras variables del sistema climático

El análisis de *homogeneidad espacial* mostró una diferenciación en los resultados correspondientes a los extremos fríos respecto a los asociados con los extremos cálidos. En el primer caso, las áreas homogéneas tienden a darse en bandas zonales, mientras que en el segundo caso aparece una diferenciación meridional. La excepción está dada para la estación de verano, donde la diferenciación meridional prevalece para ambos extremos.

El estudio sobre *tendencias de las series de extremos* mostró aumentos significativos en la frecuencia de noches cálidas y, en especial, una disminución en la frecuencia de noches frías para los meses comprendidos entre octubre y marzo, siendo estos últimos meses los de mayores cambios. Esto evidencia una extensión de la época cálida desde el comienzo de la primavera hasta el comienzos del otoño. Febrero constituye una excepción al ser el único mes de la época cálida que no presenta estos cambios.

Algo menos significativa, pero de todas maneras destacable es la disminución de noches frías y el aumento de noches cálidas durante los meses de época fría (abril a septiembre). En el mes de Julio se observa un comportamiento contrario, registrándose una disminución en el número de noches cálidas, por lo que no sería éste un mes adecuado para representar las tendencias de frecuencias de extremos de temperaturas de la época invernal.

Las tendencias relacionadas con la temperatura máxima (frecuencia de días fríos y cálidos) mostraron un comportamiento diferente al observado con los extremos asociados a la mínima, con una tendencia a la disminución de días cálidos en gran parte del año. Las excepciones están dadas para los meses de agosto y octubre, reforzándose para este último mes, la característica de tendencia hacia condiciones más cálidas.

Los cambios observados son consistentes con una disminución en la amplitud térmica, que se ve acompañada –aunque no siempre en forma significativa- por un aumento en la frecuencia de cielo cubierto y por condiciones de mayor humedad, al menos en estaciones del norte del país. Las excepciones están dadas –en términos anuales- para estaciones del sur del país y para el mes de julio en el resto de las estaciones de Argentina.

El análisis de *otras escalas de variabilidad temporal* de los índices de extremos de temperatura mostró una *onda de 8 años* como la señal principal en la frecuencia de noches frías, que aparece más fuertemente en primavera hasta principios de los 90. La señal también es detectada, aunque en forma menos significativa, en los otros índices

estudiados. En la estación patagónica, la señal de 8 años aparece cuando se desvanece en el resto de las estaciones, aspecto que es tenido en cuenta para considerar la existencia de un cambio en las relaciones del sistema climático para esa época (principios de los 90).

Al analizar *relaciones entre la temperatura superficial del mar y los extremos de temperatura* se encontró máxima asociación durante el otoño, especialmente para la frecuencia de noches cálidas de estaciones del centro-este y noreste del país y las zonas del Océano Atlántico adyacentes TSM30 y TSM36 (ocurrencia simultanea y hasta dos meses de desfase, con las TSM precediendo a noches cálidas).

El estudio de otras escalas temporales de variabilidad en las TSM evidenció una notable señal de onda *8 años para la estación de primavera*, coincidentemente con lo observado para los índices de extremos (especialmente noches frías) y con aumentos de TSM asociados con disminución de noches frías, según lo muestra la relación de fase del wavelet cruzado entre las variables. La relación se mantiene hasta fines de los 80's, principios de los 90's.

En los índices de circulación asociados con latitudes subtropicales no se distingue claramente una onda de 8 años en primavera, ni ningún cambio significativo en su variabilidad a comienzos de los 90s. Sin embargo, la onda de 8 años sí aparece en forma significativa para la estación de primavera en las TSM correspondientes a una región de Océano Pacífico Sur central Subtropical y en el Modo Anular del Sur (comúnmente conocido como SAM), junto a otra señal de menor escala a partir de los 90's. El análisis de wavelet cruzado mostró a la onda 8 años detectada en el SAM, en

TSM30 y TSM36 como un modo de variabilidad común en la estación de primavera con fase coincidente hasta los primeros años de la década del 90. A partir de ese momento la relación en dicha escala pasa a darse con la serie de la región sur (TSM46) pero la continuidad de esta relación no puede evaluarse en forma adecuada debido a que los últimos años de la serie están afectados por “efectos de borde”.

Estos resultados están indicando que el SAM tiene una influencia destacada como modulador de la variabilidad observada en los extremos de temperatura de superficie y en las temperaturas oceánicas, en una escala de variabilidad cercana a los 8 años. Esta relación se debilita a principios de la década del 90 en las TSM e índices de extremos de temperatura al norte de los 40°S, momento en el que comienza a percibirse al sur de esta latitud, lo que plantea la hipótesis sobre un *cambio en las relaciones del sistema climático a principios de los 90*, que deberá seguir siendo estudiado en otras variables atmosféricas.

Anexo: Pruebas metodológicas sobre el análisis de wavelet y wavelet cruzado

cruzado

En este trabajo de tesis se utilizan transformadas wavelet y wavelet cruzado para el análisis de los distintos modos de variabilidad de los extremos de temperatura y su relación con otras variables climáticas. En los capítulos 4 y 5 se presentan los conceptos teóricos fundamentales relacionados con esta metodología y se citan varios trabajos en los que se la describe en detalle. No nos detendremos aquí a desarrollar conceptos matemáticos teóricos que pueden encontrarse en numerosos libros y revistas de la especialidad, sino que se presentarán algunas pruebas metodológicas que se realizaron utilizando series armónicas conocidas, que permitieron comprender e interpretar la información que brinda los resultados del análisis de wavelet y wavelet cruzado.

Consideremos inicialmente la función $S1$ que consideraremos como serie de control, representada en la figura 1.

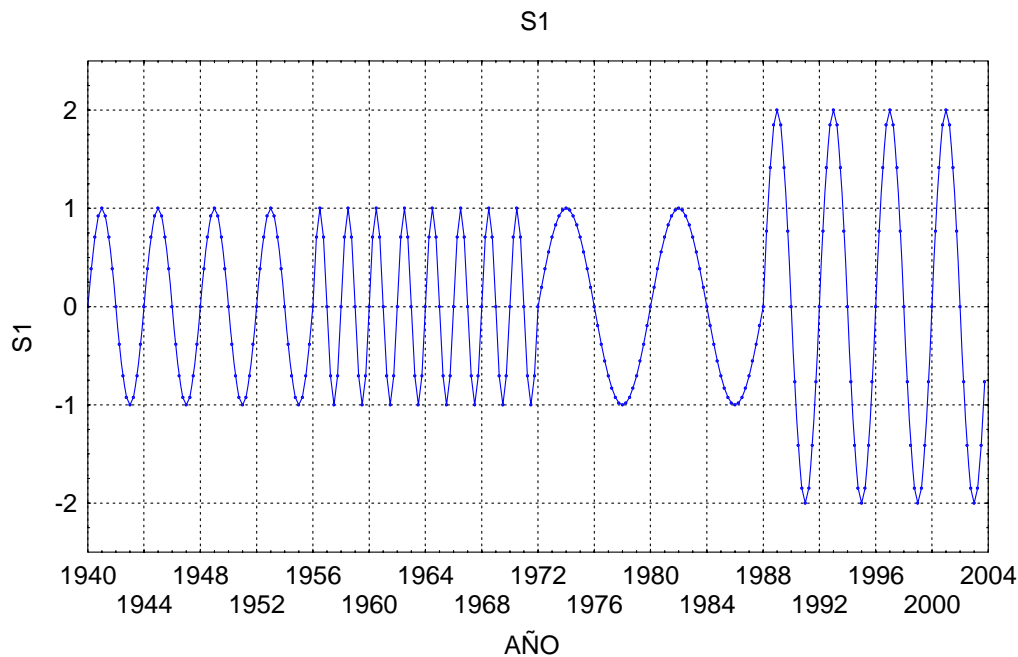


Figura 1: gráfico de la serie $S1$ utilizada como ejemplo de aplicación de la metodología

La serie está comprendida dentro de un período total de 64 años, elegido en forma arbitraria desde 1940 a 2004, y está compuesta por 256 datos (4 por año). Está constituida por ondas de períodos 4,2 y 8 años y amplitud 1 y ondas de período 4 años con amplitud 2. Consideremos ahora otra serie S2 que se encuentra desfasada por 2 años. En la figura 2 se la grafica junto a S1 para su mejor visualización y comparación

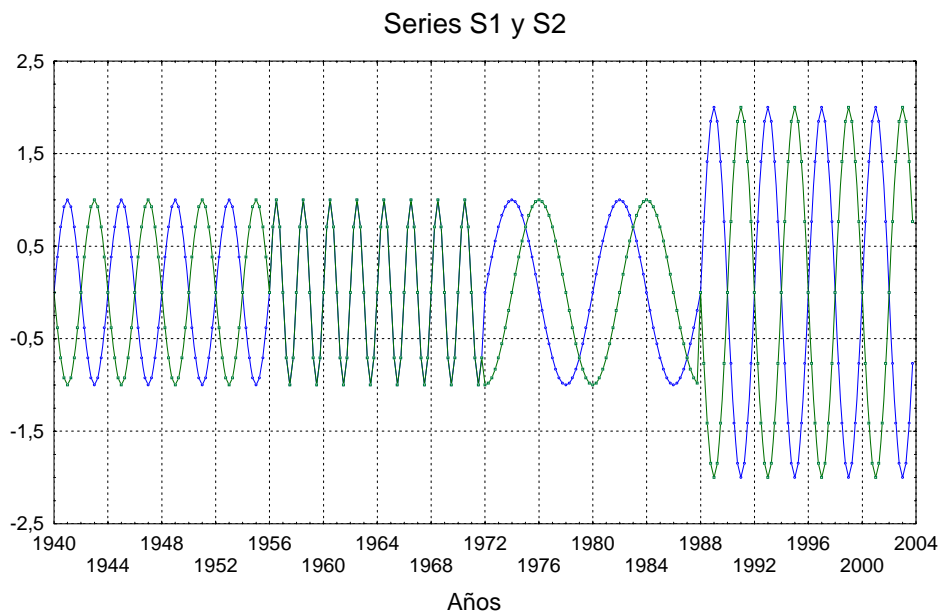


Figura 2: serie control S1 (azul) y serie desfasada S2 (verde). S2 se encuentra desfasada 2 años respecto de S1

Si solamente se analizan las ondas dominantes en los distintos momentos del período total analizado, encontramos que comparten dichas características. Las diferencias están en la fase de las mismas. Es por eso que al considerar el espectro de energía de wavelet asociado a cada una de ellas, obtenemos el mismo resultado (fig. 3).

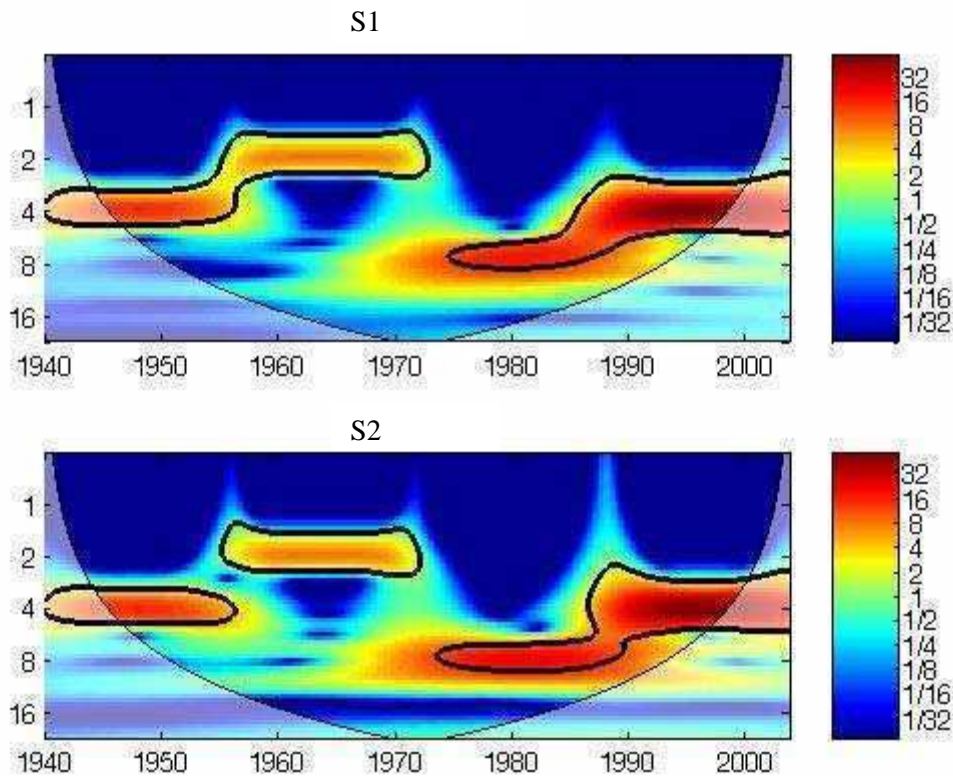


Figura 3: energía de espectro de wavelet asociado a las series S1 y S2. Los modos de variabilidad significativos al 5% están encerrados por una línea negra gruesa. Colores más suaves delimitan el cono de influencia, donde los resultados son afectados por efectos de borde

Al ser todas las ondas coincidentes en espacio tiempo-frecuencia, esta característica debería estar reflejada en el espectro de energía de wavelet cruzado, que como se mencionó en el capítulo 5, muestra los modos de variabilidad común entre dos series. En este caso particular todos los modos son comunes, pero la fase y relación de fase entre las series son distintas, y esto se representa en el gráfico de energía de wavelet cruzado a través de una sucesión de flechas, cuya dirección y sentido indican la relación de fase:

- Si la fase es coincidente, el sentido de la flecha es hacia la derecha.
- Si las series están en contra-fase, el sentido de la flecha es hacia la izquierda
- Un desfase de 90° ($1/4$ de onda) queda representado con una flecha hacia abajo (cuando la serie 1 antecede a la serie 2)

En la figura 4 se presenta el gráfico de energía de wavelet cruzado asociado a las series S1 y S2. En el panel superior se muestran nuevamente el gráfico de ambas series superpuestas de manera de ayudar a la correcta interpretación de los resultados. Entre 1940 y 1966 hay presentes ondas de período 4 años. Al estar S2 2 años desfasada respecto de S1 éstas quedan en contra-fase. Por eso en el la figura aparece una señal significativa entre 1940 y 1956 de período 4 años, con flechas hacia la izquierda que indican esa relación de contra-fase. Luego la señal se sitúa en un período común de 2 años. Un desfase de dos años en ese caso implica una coincidencia de fase, por tanto el sentido de las flechas es hacia la derecha. Luego continua una serie de ondas con período 8 años, con 2 años de desfase entre las series (esto representa una diferencia de fase de 90° , $1/4$ del período), por lo que la flecha está desplazada 90° hacia abajo al estar S1 “retrasada” respecto de S2. Finalmente se observa una señal de máxima energía asociada con un modo de variabilidad común de período 4 años, con flechas en sentido negativo, representando una relación de contra-fase

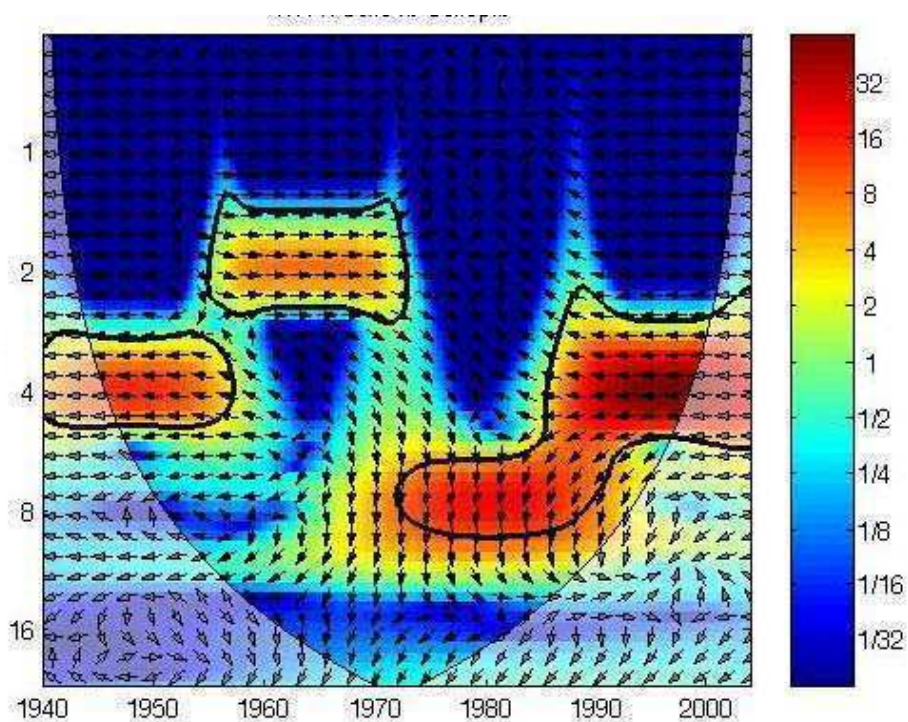
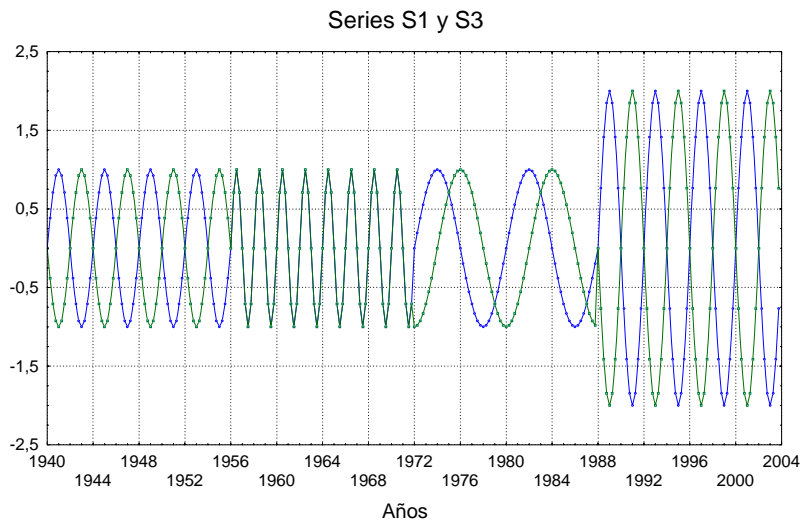


Figura 4: Series S1 y S3 (panel superior) y gráfico de energía de wavelet cruzado entre las series (panel inferior). Modos comunes de variabilidad significativos al 5%, encerrados por la línea negra gruesa. Cono de influencia indicado como la figura 3

Detalles sobre el software utilizado y los aspectos teóricos relacionados con el cálculo de la transformada wavelet, wavelet cruzado y niveles de significancia pueden encontrarse en Grinsted y otros (2004) y las referencias citadas

Bibliografía

Agosta, 2006: Precipitación de verano en el centro oeste de Argentina y procesos atmosféricos/oceánicos de escala regional y global. Tesis doctoral. Universidad de Buenos Aires

Aguilar E., T. Peterson, P. Ramírez Obando, R. Frutos, J. A. Retana, M. Solera, J. Soley, I. González García, R. M. Araujo, A. Rosa Santos, V. E. Valle, M. Brunet, L. Aguilar, L. Álvarez, M. Bautista, C. Castañón, L. Herrera, E. Ruano, J. J. Sinay, E. Sánchez, G. I. Hernández Oviedo, F. Obed, J. E. Salgado, J. L. Vázquez, M. Baca, M. Gutiérrez, C. Centella, J. Espinosa, D. Martínez, B. Olmedo, C. E. Ojeda Espinoza, R. Núñez, M. Haylock, H. Benavides, R. Mayorga., 2005: Changes in precipitation and temperature extremes in Central America and northern South America, 1961–2003. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 110, D23107, doi:10.1029/2005JD006119, 2005

Alexander, L. X. Zhang, T. C. Peterson, J. Caesar, B. Gleason, A. M. G. Klein Tank, M. Haylock, D. Collins, B. Trewin, F. Rahimzadeh, A. Tagipour, K. Rupa Kumar, J. Revadekar, G. Griffiths, L. Vincent, D. B. Stephenson, J. Burn, E. Aguilar, M. Brunet, M. Taylor, M. New, P. Zhai, M. Rusticucci, J. L. Vazquez-Aguirre, 2006: Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 111, D05109, doi:10.1029/2005JD006290

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

Barros, V., A. Grimm y M. Doyle 2002, Relationship between Temperature and Circulation in Southeastern South America and its influence from El Niño and La Niña Event. *Journal of Meteorological Society of Japan*. Vol. 80 N°1. pp 21-32.

Barros, V. R., y G. E. Silvestri 2002, The relation between Sea Surface Temperature at the subtropical south-central Pacific and precipitation in southeastern South America, *J. Clim.*, 15, 251–267, 2002.

Barrucand M. y Rusticucci M, 2001: Climatología de temperaturas extremas en la Argentina. Variabilidad temporal y regional. *Meteorologica* Vol. 26: 85-101, 2001

Barrucand, 2001: Variabilidad interanual de extremos diarios de temperatura en la República Argentina. Tesis de Licenciatura en Ciencias de la Atmósfera (UBA) 101 pags.

Bonsal, B. R., Zhang, X., Vincent, L. A., Hogg, W. D. 2001 Characteristics of Daily and Extreme Temperatures over Canada. *Journal of Climate*, Vol. 14, No. 9, pp. 1959–1976

Caesar, J., L. Alexander, and R. Vose, 2006: Large-scale changes in observed daily maximum and minimum temperatures: Creation and analysis of a new gridded data set. *J. Geophys. Res.*, 111, D05101, doi:10.1029/2005JD006280.

Camilloni, I., V. Barros, G. Escobar y A. Di Luca, 2005: Tendencias en la posición del Anticiclón del Atlántico sur y su representación por modelos globales: Impactos sobre el estuario del Río de la Plata y Océano Adyacente. *Anales del IX Congreso Argentino de Meteorología*. Buenos Aires, 3 al 7 de octubre de 2005

- Campetella, C., Rusticucci, M., 1998, Synoptic analysis of an extreme heat wave over Argentina in March 1980, *Meteorological Applications*, 1998, Vol. 5, N.3, 217-226
- Carvalho L., C. Jones y B. Liebmann, 2004: The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. *J. Clim* 17, 88-108.
- Cerne, B. y M. Rusticucci, 1997, Estudio de la situación sinóptica asociada con la ola de frío de febrero de 1996, *Meteorológica*, Vol. 22, No.2, 5-18.
- Cerne, B, C. Vera y B. Liebmann, 2007: The Nature of a Heat Wave in Eastern Argentina Occurring during SALLJEX. *Monthly Weather Review* Vol. 135, 3, 1165-1174.
- Chaves, R. R., y P. Nobre 2004, Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L03204, doi:10.1029/2003GL018647.
- Collins, D, Della-Marta, P, Plummer, N y Trewin B, 2000: Trends in annual frequencies of extreme temperature events in Australia. *Aust. Met. Mag.* 49, 277-372
- Davison, A.C y Smith. R, 1990: Models for exceedances over high thresholds (with discussion), *Journal of the Royal Statistical Society* B52, 393-442
- Dai, A., T. Karl, B. Sun, K. Trenberth 2006: Recent trends in cloudiness over the United States: A tale of monitoring inadequacies. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* , 87 ,597 –606.
- Deser, C., A.S. Phillips, y J.W. Hurrell, 2004: Pacific interdecadal climate variability: Linkages between the tropics and the north Pacific during boreal winter since 1900. *J. Clim.*, 17, 3109–3124.
- Daubechies I, 1988: Orthonormal Bases of Compactly Supported Wavelets," *Comm. Pure Appl. Math.*, Vol. 41.
- Easterling D, B Horton, P Jones, T Peterson, T Karl, D Parker, M. Salinger, V Razuvayev, N Plummer, P Jamason, y Ch K. Folland, 1997: Maximum and Minimum Temperature Trends for the Globe. *Science* 277: 364-367.
- Escobar G., Bischoff S. y Gardiol, J, 1996: Anomalías en la troposfera de Neuquen asociadas a la ocurrencia de temperaturas mínimas extremas durante el mes de septiembre. *Meteorológica*. Vol 21 Nros 1 y 2, 3-14.
- Escobar G., Bischoff S., 1999: Meteorological situations associated with significant temperature falls in Buenos Aires: An application to the daily consumption of residential natural gas. *Met. Applic.* Vol 6, 3, 253-260
- Escobar G., Bischoff S., 2001: Criterio de detección de irrupciones de aire frío en la región central de Argentina a partir de descensos interdiurnos de temperatura. *Meteorológica*. Vol 26, N° 1 y 2, 57-68

Escobar G., Compagnucci R. y Bischoff S., 2004: Sequence patterns of 1000 hPa and 500 hPa geopotential height fields associated with cold surges over Central Argentina. *Atmosfera* Vol 17, 2, 69-89

Farge, M., 1992: Wavelet transforms and their applications to turbulence. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 24, 395–457.

Folland, C.K, Miller, C., Bader, D., Crowe, M., Jones, P. Plummer, N, Parker, D.E., Rogers, J., Scholefield, P., 1999: Workshop on Indices and Indicators for climate extremes. Asheville, NC, USA, 3-6 June 1999. Breakout Group C Temperature Indices for Climatic Extremes. *Clim. Change* 42, 31-43.

Foufoula-Georgiou, E., y P. Kumar, 1995: *Wavelets in Geophysics*. Academic Press, 373 pp.

Frich, P., P. Alexander, P. Della-Marta, B. Gleason, M. Haylock, A.Klein Tank, y T. Peterson, 2002: Global changes in climatic extremes during the 2nd half of the 20th century. *Climate Res.*, 19, 193–212.

Fung, I. Y., D. E. Harrison, A. Lacis, 1984: On the variability of the net longwave radiation at the ocean surface. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 22, 177–193.

Gaffen, D y R. Ross 1999: Climatology and Trends of U.S. Surface Humidity and Temperature *J. Clim* Vol. 12 811-828.

Garreaud R , 1999: Cold air incursions over Subtropical South America: Mean structure and dynamics. *Monthly Weather Review* Vol. 127, No. 12, pp. 2823–2853.

Gillett, N, T. Kell y P. Jones 2006: Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. *Geophysical Research Letters*. Vol. 33 L23704, doi:10.1029/2006GL027721.

Gong, D., y S. Wang, 1999: Definition of Antarctic oscillation index. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 459–462.

Griffiths, G., Chambers, L.E. , Haylock, M.R. , Manton, M , Nicholls, N , Baek, H. , Choi, Y. , Della-Marta, P., Gosai, A, Iga, N. , Lata, R, Laurent, V, Maitrepierre, L, Nakamigawa, H, Ouprasitwong, N, Solofa, D, Tahani, L, Thuy, D, Tibig, L., Trewin, B., Vediapan, K, Zhai, P, 2005: Change in mean temperature as a predictor of extreme temperature change in the Asia-Pacific region. *International Journal of Climatology*. Vo25, 10, 1301-1330.

Grinsted A , J. C. Moore y S. Jevrejeva, 2004, Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics* 11: 561–566 (Part of Special Issue “Nonlinear analysis of multivariate geoscientific data – advanced methods, theory and application”). Software package: <http://www.pol.ac.uk/home/research/waveletcoherence/>

Groisman P., E.. Genikhovich, P Zhai, 1996: “Overall” cloud and snow cover effects on internal climate variables: The use of clear sky climatology. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 2055–2065.

Groisman, P., R. Bradley, B. Sun 2000: The relationship of cloud cover to near-surface temperature and humidity: Comparison of GCM simulations with empirical data. *J. Climate*, 13, 1858–1878.

- Hall, A. y M. Visbeck, 2002: Synchronous Variability in the Southern Hemisphere Atmosphere, Sea Ice, and Ocean Resulting from the Annular Mode. *Journal of Climate* 15, 3043-3057
- Hoel, P., 1971: *Introduction to Mathematical Statistics*. Wiley, 409 pp.
- Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Neguer, P. J. vander Linden, and D. Xiaosu, 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge University Press, 944 pp.
- Hundecha Y, A. Bárdossy, 2005: Trends in daily precipitation and temperature extremes across western Germany in the second half of the 20th century. *Int. J. Climatology* 25,9,1189-1202.
- Huth, R. y P. Canziani 2003, Classification of hemispheric monthly mean stratospheric potential vorticity fields. *Annales Geophysicae*. Vol. 21, 3, 805-817.
- Jones Ch, 2000: Occurrence of Extreme Precipitation Events in California and elationships with the Madden-Julian Oscillation. *Journal of Climate*: Vol. 13, No. 20, pp. 3576–3587
- Jones P, Horton E, Folland C, Hulme M, Parker D y Basnett, T, 1999: The use of indices to identify changes in climatic extreme. *Climatic Change* 42, 131-149
- Kalnay, E. y coautores, 1996: The NCEP/NCAR Reanalysis 40-year Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471.
- Kidson, J. W. 1988, Interannual variations in the Southern Hemisphere circulation, *J. Clim.* , 1, 1177– 1198.
- Kidson, J. W. 1999, Principal modes of Southern Hemisphere low-frequency variability obtained from NCEP–NCAR reanalyses. *J. Climate*, 12, 2808–2830.
- Kistler R, E. Kalnay., W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen , M. Chelliah , Ebisuzaki W, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. van den Dool, R. Jenne y M. Fiorino 2001, The NCEP–NCAR 50–Year Reanalysis: Monthly Means CD–ROM and Documentation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* Vol. 82, 2, 247–268.
- Klein Tank A.M.G., Können G.P 2003. *Trends in Indices of Daily Temperature and Precipitation Extremes in Europe, 1946-99*. *Journal of Climate*, 16, 3665 – 3680,
- Klein Tank A. M. G., T. C. Peterson, D. A. Quadir, S. Dorji, X. Zou, H. Tang, K. Santhosh, U. R. Joshi, A. K. Jaswal, R. K. Kolli, A. B. Sikder, N. R. Deshpande, J. V. Revadekar, K. Yeleuova, S. Vandasheva, M. Faleyeva, P. Gomboluudev, K. P. Budhathoki, A. Hussain, M. Afzaal, L. Chandrapala, H. Anvar, D. Amanmurad, V. S. Asanova, P. D. Jones, M. G. New , T. Spektorman, 2006: Changes in daily temperature and precipitation extremes in central and south Asia, *J. Geophys. Res.*, 111, D16105, doi:10.1029/2005JD006316.
- Latif M, A. Groetzner and H. Frey 1996, El Hermanito: El Nino's little brother in the Atlantic. Max-Planck Institut für Meteorologie, Report No 196.
- Latif M, A. Grötzner 2000: The equatorial Atlantic oscillation and its response to ENSO. *Cimate Dynamic*. Vol 16. Nº 2-3 213-218.

- Liebmann B., G. N. Kiladis, J. A. Marengo, T. Ambrizzi, y J. D. Glick, 1999: Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. *J. Climate*, 12, 1977–1991.
- Lau, K y H. Weng, 1995: Climate signal detection using wavelet transform: How to make a time series sing. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 76, 2391-2402.
- Leadbetter, M.R., Lindgren, G., y Rootzen, H, 1983: Extreme and related properties of random sequences and processes. Springer Verlag, Berlín, 488 p.
- Limpasuvan, V., y D. L. Hartmann ,1999, Eddies and the annular modes of climate variability. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3133–3136.
- Lucero, O. y D. Rozas, 2002: Characteristics of aggregation of daily rainfall in middle-latitudes region during a climate variability in annual rainfall amount, *Atmospheric Research*. Vol 61, Issue 1 Pag 35-48
- MacQueen, J, 1967: Some methods for classification and analysis of multivariate observations. *Proc. Fifth Berkeley Symp. On Mathematical Statistical and Probability*. Berkeley, C.A. University of California Press, 281-297.
- Malanca, F , P. Canziani y G. Argüello, 2005, Trends evolution of ozone between 1980 and 2000 at midlatitudes over the Southern Hemisphere: Decadal differences in trends. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*. Volume 110, 5, 1-12 .
- Manton. M.J. P.M. Della-Marta, M.R. Haylock, K.J. Hennessy, N. Nicholls, L.E. Chambers, D.A. Collins, G. Daw, A. Finet, D. Gunawan, K. Inape, H. Isobe, T.S. Kestin, P. Lefale, C.H. Leyu, T. Lwin, L. Maitrepierre, N. Ouprasitwong, C.M. Page, J. Pahalad, N. Plummer, M.J. Salinger, R. Suppiah, V.L. Tran, B. Trewin, I. Tibig, D. Yee, 2001. Trends in Extreme Daily Rainfall and Temperature in Southeast Asia and the South Pacific: 1961-1998. *Int. J. Climatology* 21, 269-284.
- Mantua, N.J. y S.R. Hare, Y. Zhang, J.M. Wallace, y R.C. Francis 1997: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, pp. 1069-1079.
- Mantua, N.J., y S.J. Hare, 2002: The Pacific Decadal Oscillation. *J. Oceanogr.*, 58, 35–44.
- Marengo, J., 2004: Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon Basin. *Theor. Appl. Climatol.*, 78, 79–96.
- Marengo, J., W. Soares, C. Saulo y M. Nicolini. 2004: Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP–NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. *Journal of Climate*. 17, 12, 2261-2280
- Marengo J. y C. Camargo, 2007: Surface air temperature trends in Southern Brazil for 1960-2002 *Int. Journal of Climatology*. Publicado on-line: 7/8/2007
- Marshall, G. 2003, Trends in the Southern Annular Mode from Observations and Reanalyses. *Journal of Climate*. Vol. 16, 4134-4143

- Meyer, S.D., B Kelly y J. O'Brien, 1993: An introduction to wavelet analysis in oceanography and meteorology with application to the dispersion of Yanai waves. *Mon. Wea. Rev.* 121, 2858-2866.
- Meyer Y, 1993: *Wavelets: Algorithms and Applications*, Society for Industrial and Applied Mathematics, Philadelphia.
- Minobe, S., y T. Nakanowatari, 2002: Global structure of bidecadal precipitation variability in boreal winter. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1396, doi:10.1029/2001GL014447.
- Moberg, P, D. Jones, 2005: Trends in indices for extremes in daily temperature and precipitation in central and western Europe, 1901-99. *Int. J. Climatology* 25, 9, 1149-1171
- Moron, V., R. Vautard, y M. Ghil 1998, Trends, interdecadal and interannual oscillations in global sea-surface temperatures. *Climate Dyn.*, 14, 545-569.
- Müller, G, Compagnucci, R, Núñez M. y Salles A., 2003: Surface circulation associated with frost in the wet Pampas. *Int. J. Climatol.* 23: 943-961
- Muller G, Núñez M y Seluchi M., 2000: Relationship between ENSO cycles and frost events within the Pampa Humeda region. *Int. J. Climatol* 20:1619-1637
- Nicholls, N. Murray, W, 1999: Workshop on Indices and Indicators for climate extremes. Asheville, NC, USA, 3-6 June 1999. Breakout Group B: Precipitation. *Clim. Change* 42, 23-29.
- Nobre P, J. A. Marengo, I. F. A. Cavalcanti, G. Obregon, V. Barros, I. Camilloni, N. Campos, y A. G. Ferreira 2006, Seasonal-to-Decadal Predictability and Prediction of South American Climate. *Journal of Climate*. Vol. 19, Issue 23 pp. 5988-6004
DOI: 10.1175/JCLI3946.1
- Norris, J.R. 2000:What can cloud observations tell us about climate variability? *Space Sci. Rev.* , 94 ,375 -380.
- Norris, J.R.2005:Multidecadal changes in near-global cloud cover and estimated cloud cover radiative forcing. *J. Geophys. Res.* , 110 , D08206.
- Penalba, O y W. Vargas, 2001: Interdecadal and interannual variations of annual and extreme precipitation over central-northeastern Argentina. *Int. J. Clim.* Vol 24, 12, 1565-1580
- Pezza, A., I. Simmonds, y J. Renwick 2007: Southern hemisphere cyclones and anticyclones: Recent trends and links with decadal variability in the Pacific Ocean. *International Journal of Climatology* Vol.27, 11, 1403-1419.
- Power, S., et al., 1999a: Decadal climate variability in Australia during the twentieth century. *Int. J. Climatol.*, 19, 169-184.
- Rao, V B, A. Do Carmo y S. Franchito 2003: Interannual variations of storm tracks in the Southern Hemisphere and their connections with the Antarctic Oscillation. *Int. J. Climatol.* 23: 1537-1545.
- Renwick, J. A., 2002: Southern Hemisphere circulation and relations with sea ice and sea surface temperature. *J. Climate*, **15**, 3058-3068.

- Renwick, J. A. y M. J. Revell, 1999: Blocking over the South Pacific and Rossby Wave Propagation. *Mon. Weather Rev.*, **127**, 2233–2247.
- Resnick, S, 1987: Extreme values, regular variation, and point processes. Springer Verlag, New York., 462 p.
- Robinson P, 2000: Temporal trends in United States dew point temperatures. *International Journal of Climatology* 20 (9) , 985-1002
- Rosenblüt, H, Fuenzalida, H y Aceituno, P, 1997: Recent temperature variations in south America. *Int. J Clim Vol* 17, 67-85.
- Rusticucci, M. Y W. Vargas, 1993: Las temperaturas de bulbo seco y húmedo en la Argentina: valores medios y persistencia de anomalías. *Meteorológica Vol. 18 N° 1 y 2* (18.5)
- Rusticucci, M y Barrucand, M, 2001: Climatología de temperaturas extremas en la Argentina. Consistencia de datos. Relación entre la temperatura media estacional y la ocurrencia de días extremos. *Meteorológica. Vol 26* 69-83
- Rusticucci, M., Vargas, W, 1995a: "Synoptic Situations related to Spells of Extreme Temperatures over Argentina, *Meteorological Applications*, Vol 2, Part 4, pág. 291-300.
- Rusticucci, M., W. Vargas, 1995b: Seasonal and Diurnal Patterns of Dry and Wet Bulb Temperatures over Argentina. *International Journal of Climatology*, 1273-1282. (ISSN 0899-8418)
- Rusticucci, M y Vargas, W, 2002: Cold and warm events over Argentina and their relationship with the ENSO phases: Risk evaluation analysis. *Int. J. of Climatology. Vol 22*, págs 467-483.
- Rusticucci, M, Venegas S y Vargas W, 2003: Warm and cold events in Argentina and their relationship with South Atlantic and South Pacific Sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 108, NO. C11, 3356, doi:10.1029/2003JC001793
- Rusticucci, M., M. Barrucand, 2004: Observed trends and changes in temperature extremes over Argentina, *J. Climate*, 17, 4099-4107.
- Rusticucci, M y M. Renom 2007: Variability and trends in indices of quality-controlled daily temperature extremes in Uruguay. *Int. J. Climatol.*
- Salinger, M.J. ,J.A. Renwick, y A.B. Mullan, 2001: Interdecadal Pacific Oscillation and South Pacific climate. *Int. J. Climatol.*, 21 ,1705 –1721.
- Schmitz, W 1996: On the World Ocean Circulation: Volume II. Woods Hole Oceanographic Institution. Technical Report. WHOI-96-08.
- Scian B. V., 1970: Situación sinóptica asociada a las temperaturas extremas observadas en junio de 1967. *Meteorologica* 1, 22-37.
- Sensoy S., T. Peterson, L. Alexander, X. Zhang, 2007: Enhancing Middle East Climate Change Monitoring and Indexes. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 88, 8, 1249–1254 . DOI: 10.1175/BAMS-88-8-1249

Silvestri G y Vera C, 2003: Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. *Geophysical Research Letters*, VOL. 30, NO. 21, 2115,

Solow, A., 1999: On testing for change in extreme events. *Climatic Change* 42, 341-349

Solomon, S., D. Qin, M. Manning, R.B. Alley, T. Berntsen, N.L. Bindoff, Z. Chen, A. Chidthaisong, J.M. Gregory, G.C. Hegerl, M. Heimann, B. Hewitson, B.J. Hoskins, F. Joos, J. Jouzel, V. Kattsov, U. Lohmann, T. Matsuno, M. Molina, N. Nicholls, J. Overpeck, G. Raga, V. Ramaswamy, J. Ren, M. Rusticucci, R. Somerville, T.F. Stocker, P. Whetton, R.A. Wood and D. Wratt, 2007: Technical Summary. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Sterl, A y W. Hazeleger 2003, Coupled variability and air–sea interaction in the South Atlantic ocean. *Climate Dyn.*, 21, 559–571.

Sun, B., y P. Ya. Groisman, 1999: Cloud effects on the near surface air temperature: Temporal changes. Preprints, 10th Symp. On Global Change Studies, Dallas, TX, Amer. Meteor. Soc., 277–281.

Sun, B., P. Groisman, R. Bradley, F. Keimig 2000 Temporal Changes in the Observed Relationship between Cloud Cover and Surface Air Temperature *Journal of Climate* Volume 13, Issue 24 (December 2000) pp. 4341–4357

Tanimoto, Y., y S.-P. Xie 2002, Inter-hemispheric decadal variations in SST, surface wind, heat flux and cloud cover over the Atlantic Ocean, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 79, 1199– 1219.

Thompson, D. W. J., y J. M. Wallace 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Climate*, 13, 1000–1016.

Thompson D, Baldwin M , Wallace J, 2002: Stratospheric connection to Northern Hemisphere wintertime weather: Implications for prediction *J Clim.* Vol 15, Nro. 12, 1421-1428

Torrence, C., y G. P. Compo, 1998: A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 61–78.

Torrence, C y P. J. Webster, 1998: The annual cycle of persistence in the El Niño–Southern Oscillation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 124, 1985–2004.

Trenberth K.Z. 1990: Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere, *Bull. Am. Met. Soc.*, 71, 988-993.

Trenberth, K.E. y J.W. Hurrell, 1994: Decadal atmosphere –ocean variations in the Pacific. *Clim. Dyn.*, 9, 303 –319.

Trenberth, K.E y Owen T.W, 1999: Workshop on Indices and Indicators for climate extremes. Asheville, NC, USA, 3-6 June 1999. Breakout Group A: Storms. *Clim. Change* 42, 9-21.

- Trenberth, K.E., P.D. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. Klein Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J.A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden y P. Zhai, 2007: Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M.C. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Venegas, S. A., L. A. Mysak, y D. N. Straub 1996, Evidence for interannual and interdecadal climate variability in the South Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2673–2676.
- Venegas S. A., L.A. Mysak y D.N 1997, Atmosphere –ocean coupled variability in the South Atlantic. *J Clim* 10:2904 –2920
- Venegas SA, L. A. Mysak, D. N Straub 1998, An interdecadal climate cycle in the South Atlantic and its links to other ocean basins. *J Geophys Res* 103C:24,723 –24,736
- Vera, C. y P. Vigiariolo, 2000, A diagnostic study of cold-air outbreaks over South America, *Mon. Wea. Rev.*, 128, 3-24.
- Vera C, G. Silvestri, V. Barros, A. Carril, 2004: Differences in El Niño Response over the Southern Hemisphere. *Journal of Climate* VOL. 17, 9, 1741-1753.
- Vincent, L.A, T. C. Peterson, V. R. Barros, M.B Marino, M. Rusticucci,. G. Carrasco, E. Ramirez, L.M Alves, T. Ambrizzi, M.A Berlato, A.M Grimm, J.A. Marengo,. L. Molion,. D.F .Moncunill,. E. Rebello, Y. Anunciação, J. Quintana, J.L. Santos, J. Baez, G. Coronel, J. Garcia, I. Trebejo, M. Bidegain, M.R. Haylock, D .Karoly,.2005, Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960-2000. *Journal of Climate*. Vol.18, 23, 5011-5023.
- Vose, R.S., D.R. Easterling, y B. Gleason, 2005: Maximum and minimum temperature trends for the globe: An update through 2004. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L23822, doi:10.1029/2004GL024379.
- Wang J, D. Gaffen, 2001: Late-Twentieth-Century Climatology and Trends of Surface Humidity and Temperature in China. *J. Clim.* Vol. 14. 2833-2845
- White, W., y R. Peterson, 1996: An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea ice extent. *Nature*, 380, 699 702.
- Wolter, K, Dole, R y Smith C, 1999: Short –term climate extremes over the continental United States and ENSO. Part I: Seasonal temperatures. *J. Clim* Vol. 11 Nro 11, 3255-3272.
- Xie, S. y Y. Tanimoto 1998, A pan-Atlantic decadal climate oscillation.. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 2185–2188.
- Zhang, Y.-C., W. B. Rossow, y A. A. Lacis, 1995: Calculation of surface and top of atmosphere radiation fluxes from physical quantities based on ISCCP data sets. Part I: Methods and sensitivity to input data uncertainties. *J. Geophys. Res.*, 100, 1149–1165.
- Zhang, Y., J. Wallace y D. Battisti 1997, ENSO-like Interdecadal Variability: 1900–93. *J. Clim.* Vol. 10 , 1004-1020.